

Mitteilung aus dem Mineralogisch-Geologischen Institut der Kgl. Franz-Josef
Universität in Szeged.

Direktor: Prof. S. v. SZENTPÉTERY.

Titanomagnetithältige Gesteine der Vaskapugegend vom Bükkgebirge in Ungarn.

Von:

S. v. SZENTPÉTERY (Szeged).

Im südlichen Teile des gabbroidalen Zuges des Bükkgebirges neben dem Vaskapu (Eisernes Tor) liegt eine beträchtliche Ultrabasitmasse von differentiationeller Entstehung, an deren östlicher und nordöstlicher Seite Gabbro, am östlichen Fusse sogar auch Diabas nachgewiesen werden kann. Sowohl den Ultrabasit, wie auch den Gabbro charakterisiert ein verhältnismäßig großer Gehalt an Titanomagnetit.

Diesen Ultrabasit haben auch die früheren Forscher des Gebirges bereits gekannt. Abgesehen von diesen Beschreibern, von denen KOBELL den hiesigen Peridotit für ein Mineral haltend, ihn Wehrilit nannte, ist die Beschreibung des MORITZ v. PÁLFY von Jahre 1910 (6) besonders erwähnenswert. PÁLFY hat außer der Beschreibung auch die Menge der erzigen Masse betreffend wertvolle Berechnungen vollzogen. Ich muß auch erwähnen, daß JOSEF SZABÓ bereits im Jahre 1871 auch den Diabas aufzählt (2). Die Umgebung des Fundortes hat ZOLTÁN SCHRÉTER geologisch detailliert aufgenommen (7). Den Majorberg und die Vaskapugegend mit dem Ultrabasitvorkommen habe ich im Jahre 1917 das erstemal untersucht und habe die Genesis der

* Diese Abhandlungen habe ich in der III. Klasse der Ungarischen Akademie der Wissenschaften am 26 April 1937 vorgetragen und sie wird im „Matematikai és Természettudományi Értesítő“ Bd. LVI. in ungarischer Sprache erscheinen.

Ultrabasit nenne ich als einen Sammelnamen, um die Langwierigkeit zu vermeiden, den hier vorkommenden Gabbroperidotit, Peridotit, Gabbropyroxenit, Pyroxenit, Gabbrohornblendit, Hornblendit und andere Gesteinsarten.

Masse nicht für eine solche gefunden, wie die früheren Forscher (8); seit damals habe ich sie öfter durchforscht, am detailliertesten im Jahre 1935, hauptsächlich die Entstehung betreffend, aber öfter beschäftigte ich mich auch mit den Gesteinen selbst (9—13, 15). Die Ergebnisse kann ich auf Grund der neueren (bis 1935) Forschungen und Untersuchungsergebnissen im folgenden zusammenfassen:

Das Vorkommen befindet sich SÖ-lich von der Gemeinde Szarvaskő, an der N-Seite des Vaskapu, in dem Waldteile Zsindelorum (Kecskefark), wo man es von dem Abhang des Majorberges (von Majorlápá) gegen S. bis zu Határlápá verfolgen kann. Ein beträchtlicher Grubenstollen, unter demselben ein kleinerer Schürfstollen, darüber kleinere Schürfstollen, der Aufschluß der Majorlápá und der Határlápá erleichtern die Arbeit der Forschung. Ganz unten am O-Abhange erscheint Ophitdiabas (Hornblendeaugitdiabas) in kleineren und größeren Felsen, dieser übergeht bald in Gabbrodiabas (großkörniger Hornblendeaugitbiotitdiabas), dieser wiederum in Gabbro (Diallagaugithornblendegabbro). Der Gabbro wird gegen W an mehreren Stellen stark basisch und im mittleren Teile der Berglehne, aber mancherorts auch in der Majorlápá, übergeht er meist stufenweise in Ultrabasit. Den Ultrabasit selbst deckt von oben Karbonsediment, auf der W-Seite an einer Stelle Diabas. Im N auf den oberen Teilen des Majorberges ist Spilitdiabas vorhanden.

Von diesen sind die eigentlichen titanomagnetithaltigen Gesteine die Gabbros und Ultrabasite, weil das Erz der Diabasarten vorherrschend Ilmenit ist, das minimale Erz der sauren Gesteine der Gänge und der Lagergänge ist oft separat Magnetit und Ilmenit.

Der hypabissische Ophitdiabas liegt an dieser Stelle der gegenwärtigen Oberfläche in einem tieferen Niveau, als der Gabbro und der Peridotit von tieferem Typus. Die Ursache dieser eigentümlichen Lage habe ich schon früher klargelegt (8, 12), hier erwähne ich nur so viel, daß die in dieser Gegend allgemein vorkommenden Rutschungen, die ganze Reihe der Verwerfungen einen guten Stützpunkt zu der tektonischen Erklärung geben.

Dieser südliche basische Rand des Szarvaskőer gabbroi-

dalen Zuges ist infolge einer magmatischen Differenzierung entstanden, wie größtenteils dieselbe Differenzierung auch die aus vielerlei Arten bestehenden Gesteinsserien des ganzen Eruptivzuges hervorgebracht hat (10). Die Differenzierung offenbarte sich hier im südlichen Teile hauptsächlich in der Entstehung der großen Ultrabasitmasse und der saueren Gänge und Lagergänge, obzwar wir aus mehreren Daten hie und da auch auf schlierige Spaltung folgern können. Zwischen den entstandenen basischen und saueren Gesteinen finden wir auch hier an mehreren Stellen den stufenweisen Übergang, welcher in dem nach N gelegenen Hauptteil des Zuges beinahe vollkommen genannt werden kann. Der stufenweise Übergang ist auch zwischen dem Auskristallisierungsgrad der auf verschiedenen Niveaus ausgebildeten Arten vorhanden, wie im Hauptteile des Zuges. *Die Identität der Gesteine, sowie auch die große Ähnlichkeit der Vorkommensverhältnisse machen es unzweifelhaft, daß dieser südliche Teil mit der Hauptmasse unter der breiten Sedimentdecke organisch zusammenhängt, welche Decke sich zwischen ihnen längs des Egertales hinzieht.*

Bei der Entstehung der aus dem ursprünglichen Gabbromagma entstandenen (8) vielerlei Gesteinen, den ganzen Zug betrachtet, spielt außer der normalen und der Liquefaktionsdifferenzierung auch hie und da die Einschmelzung eine Rolle, aber hier in der Gegend des Ultrabasits denke ich hauptsächlich auf die Gravitationsdifferenzierung der Kristallisationsprodukte (12.). Die Assimilationserscheinung konnte ich hier nur an den äußersten Rändern nachweisen, wo die an Mineralbildnern etwas reicheren Teile mit den sandigen Sedimenten in Kontakt gekommen sind. Hier haben sich der Quarzdiabas, der Quarzdioritporphyrer usw. ausgebildet. Die Entstehung der in der Majorlápa auffindbaren sauren Pegmatit- und Aplitgänge ist eigentlich eine Folge der Abspaltung ultrabasischer Teile. Auf schlierige Spaltungen können wir nur in der Felsenschlucht der Majorlápa und an einigen Stellen des Vaskapuer Stollens folgern.

In der Majorlápa, welche den eruptiven Körper in der Länge von zka 200 m durchschneidet, erscheint der Ultrabasit aber nur an paar kleineren Stellen und so mit dem Gabbro abwechselt. Der Übergang der einzelnen Gesteine in einander

ist manchmal genügend schnell, doch ist die Stufenförmigkeit vorhanden. Es sind aber auch schärfere Grenzen vorhanden, wie beiläufig beim von unten gerechneten 192-ten m. Bei solchen Stellen denke ich daran, daß in dem infolge der Liquefaction ineinander bereits unlösliche Teile gegliedertem Magma nachträglich Bewegungen vorgekommen sind, als die bereits getrennten Magmateile in einander gedrungen, aber sich mit einander nicht vermischt haben. An diesen Stellen wechseln auf manchmal nur ein paar dm kleinen Gebieten unregelmäßig mit einander die hauptsächlich aus Feldspaten, oder aus femischen Mineralien oder aus Titanomagnetit bestehenden Teile ab, oder normale Gabroidteile und Peridotitpartien lösen sich mehrmal ab. Es kommen auch aus reinem Titanomagnetit bestehende Schnüre und Nester vor. Auf Grund dieser und auch anderer Erfahrungen kann man auch voraussetzen, daß einer der infolge der Liquefaction entstandenen Magmateile dünnflüssiger war als der andere.

Die petrographische Mannigfaltigkeit der Gabbroarten ist durch die Assoziation der femischen Mineralien hervorgerufen und zwar hauptsächlich durch die fortwährende Veränderung des Verhältnisses der Menge des Diabases, des Hypersthens und der Hornblende zu einander, manchmal auch das Fehlen eines derselben. Dazu kommt noch, daß neben diesen auch der Diopsid, der Augit, manchmal der Biotit, selten der Olivin und der Bronzit in wechselnder Menge eine Rolle spielen. Der Titanomagnetit ist auch im normalen Gabbro beständig beträchtlich, aber nur selten in großer Quantität vorhanden, so daß er nur selten eine klassifizierende Rolle spielt.

Die Kombinationen der erwähnten femischen Mineralien wechseln schnell und öfter, aber beinahe immer mit stufenweisen Übergang ab. Diese Abwechslung in diesem Gabbroteil von ziemlich ähnlicher chemischer Zusammensetzung wurde gewiß vom Zusammenwirken mehrerer physikochemischer Umstände erwirkt. Als Erklärung müssen wir außer der Rolle der Mineralbildner natürlich noch die Druck- und Temperaturverschiedenheiten, resp. die Verschiedenheit der Abnahmegeschwindigkeit aufnehmen. Beim Beurteilen der Rolle der Mineralbildner müssen wir gewisse Umstände, wie z. B. die große Häufigkeit der Hornblende besonders in Betracht ziehen.

Bei der Frage der Häufigkeit der Hornblende scheinen zwei Umstände von Wichtigkeit zu sein: Der eine Umstand ist der, daß das Intervallum der Auskristallisierung und der Verbleibung der Hornblende zwischen sehr weiten Grenzen schwankt; der zweite ist das, daß das hiesige Gabbroidmagma der Hornblende gegenüber eine große Lösungsfähigkeit besitzt. Dem kann man es zuschreiben, daß es Gesteine gibt, in denen die Ausscheidung der Hornblende bereits in einem gewissen Stadium der Ausscheidung des Diallags begonnen hat, sich mit dem Diallag auch perthitisch zusammenwob und nur nach der Ausscheidung sämtlicher übriger Gemengteile zu Ende gelangte. In einzelnen Gesteinen hingegen ist die Hornblende größtenteils, manchmal auch ganz das letzte Ausscheidungsprodukt, welches sämtliche übrige Mineralien in sich eingeschlossen hat. Ich bemerke noch, daß ich es der Wirkung der bei der Bildung der Hornblende eine Rolle spielenden Mineralbildner zuschreibe, daß die an Hornblende besonders reichen Gesteine sowohl unter den Gabbros, als auch unter den Ultrabasiten (Gabbrohornblendit, Hornblendit u. s. w.) eine bedeutende Korngrösse besitzen; manchmal sind sie direkt grobkörnig.

Aber auch die olivinhaltigen Gabbros sind gute Beispiele dieser Veränderungen („isotektische Differenzierung“ DOELTER) in dieser im großen ganzen homoeochemischen Gabbroserie, denn das Erscheinen des Olivins verursacht bei den Gabbros keine größere chemische Abweichung, weder bei der Kieselsäure, weder die FeMg-Oxyde betreffend. Gerade diese chemische Ähnlichkeit zeigt, daß diese abwechselnde Paragenesis der femischen Mineralien nicht die Einschmelzung fremder Substanzen (Karbonsediment) hervorgerufen hat, an was ich früher dachte, sondern daß sie ein Ergebnis hauptsächlich Veränderungen physikochemischer Verhältnisse ist.

Unter den Gabbros der Vaskapugegend ist der häufigste der *Diallaghornblendegabbro*; in welchem unter den femischen Silikaten bald der Diallag, bald die Hornblende vorherrscht. Biotit ist selten und wenig vorhanden. Neben dem Diallag ist beinahe in jedem Gestein (sowohl im Gabbro, als auch im Ultrabazit) mehr weniger monokliner Pyroxen (Diopsid, Augit, Titanaugit) zu finden, aber weil das gesamte Quantum derselben neben dem Diallag gewöhnlich untergeordnet, manchmal

sogar gering ist, deshalb erwähne ich bei den Gesteinsbenennungen meist nur den Diallag allein. Es ist ein seltener Fall, daß eines von diesen mit dem Diallag gleichwertig ist; ein solches Gestein ist der *Diallagaugitgabbro*, in welchem außer dem Diallag der Diopsidaugit wesentlich ist. Ziemlich häufig ist der *Diallaggabbro* mit minimaler Hornblende und *Hornblendegabbro* mit minimalem Diallag; in beiden ist spärlich Biotit. Im oberen Teile des Eruptivums der Majorlápa herrscht der *Hornblendebiotitgabbro* oft mit ein wenig Augit, daneben kommt spärlich *Biotithornblendeaugitgabbro* vor. Am unteren Teile der Majorlápa ist der *Diallaghypersthengabbro* häufig, in welchem manchmal auch die Hornblende zu einer Rolle kommt: *Diallaghypersthenhornblendegabbro*, welcher die vorherrschende Gabbroart des N Hauptteiles des Zuges ist und welchen ich seiner Zeit als Szarvasköer Gabbro von normalen Typus (8) benannte. Eigentümlich ist die Rolle des Olivins in diesem Teile der Vaskapugegend: er beschränkt sich sozusagen nur auf den schmalen Streifen neben der Peridotitmasse und auch dort ist er nicht überall zu finden. Dieser *Olivingabbro* übergeht sehr schnell in *Gabbroperidotit*, resp. in Peridotit. Sehr selten kommt der *Troktolith* vor, welcher hier so ist, daß im überwiegend vorherrschend aus Feldspat bestehenden Gestein wenige Olivinkörner vorhanden sind. Erwähnenswert ist noch der *Titanomagnetitgabbro*, welcher in der Majorlápa an einigen Stellen vorkommt und entweder eine zum Anorthosit sich nähernde Gabbroart ist, oder übergeht der Diallaghornblendegabbro in ein solches Gestein, welches hier und dort auch mit reinen Erzstreifen abwechselt.

Ebenso verändert sich die Menge der herrschenden feinschichtigen Mineralien in der ultrabasischen Grenzmasse, wo der Peridotit vorherrscht, der Diallagit untergeordnet und der Hornblendit sehr spärlich ist. Zwischen den Gabbros und den Ultrabasiten ist jeder mögliche Übergang vorhanden. Ein solches Übergangsgestein ist der *Gabbrodiallagit* mit vorherrschendem Diallag, mit wenig Augit, Diopsid, Bronzit, Hornblende, welche letztere sich manchmal anhäuft; spärlich ist der Biotit. Eine seltene Art ist der *Gabbrohornblendit*, gewöhnlich mit mehr — weniger monoklinem Pyroxen. Das häufigste

Übergangsglied vertritt der *Gabbroperidotit* mit Diallag und Hornblende.

Unter den Olivingesteinen ist das häufigste der *Diallaghornblendeperidotit* (Wehrlit TRÖGER mit 10 % Hornblende), in welchem aber bald der Diallag, bald die Hornblende neben dem Olivin vorherrscht. Der Titanomagnetit wächst manchmal sehr: jener *Titanomagnetitperidotit* ist sehr häufig, in welchem die Menge des Diallags und der Hornblende sich stark zum Nachteil des Olivins vermehrt. Aber es sind auch solche an Titanomagnetit sehr reiche Gesteine, in welchen neben dem Magnetit und dem Olivin nur der Diallag vorkommt. Der reine *Diallagperidotit* (Wehrlit ROSEBUSCH und NIGGLI) erscheint in der Gegend nur sehr selten. Der *Hornblendediallagperidotit* übergeht an mehreren Stellen in *Hornblendeperidotit*, welcher oft sehr grobkörnig ist. Der Hornblendeperidotit übergeht ebenfalls häufig in Titanomagnetitperidotit. Selten, doch es kommt auch *Diallagbronzitperidotit* mit minimaler Hornblende vor. In allen diesen Peridotiten finden wir beinahe immer die erwähnten übrigen monoklinen Pyroxene. An einigen Stellen enthalten sie auch minimalen Plagioklas.

Der *Diallagit* ist ziemlich häufig, welcher hie und da sich anhäufende Hornblende immer enthält, so, daß der *Hornblendediallagit* ein häufigeres Gestein ist, als der reine Diallagit. In beiden finden wir den Dopsid, den Augit und den Bronzit, oft auch den Olivin. Die Menge des Bronzit ist manchmal beträchtlich: *Bronzitdiallagit*. Der *Hornblendit* ist sehr selten, besonders in reinem Typus. Meist enthält er ein wenig Olivin, Diallag, manchmal auch Plagioklas. Er ist immer grobkörnig. Die reinsten Hornblendite kommen in der Majorlápá vor (in der Gegend und 240 m.).

Aus dem Vorgetragenen ist es ersichtlich, daß man die hier aufgezählten Gabbro- und Ultrabasitarten von einander nicht scharf abgrenzen kann. Ein reiner Typus ist selten, die Übergangsarten herrschen vor. *Eben deshalb scheint es auch richtiger, wenn wir diese, sozusagen von Schritt zu Schritt ineinander übergehenden Gesteine nach den wesentlichen Mineralien benennen und nicht nach den wenig oder gar nichts aussprechenden Lokalnamen (Wehrlit, Lherzolit usw.).* Im besprochenen Gebiete ist noch der beständige der Diallag-

hornblendegabbro und der Diallaghornblendeperidotit, mit ziemlich gleich wesentlichen Diallag und Hornblende, aber auch in diesen wechselt die Rolle der nicht wesentlichen Bestandteile beständig, so daß auch diese oft ebenfalls wesentlich werden.

Vorkommensverhältnisse. Was das Vorkommen der einzelnen größeren Gruppen betrifft, darauf kann ich allgemein sagen, daß die Gabbroarten in ihrer schönsten Ausbildung im Aufschluße der Majorlápa gefunden werden, der manchmal ganz gut begangen werden kann. Die Peridotitarten aber kann man am besten im Hauptstollen des Vaskapu studieren.

Der enge Graben der circa 600 m langen Majorlápa ist meist so voll Gesteinschutt, Stücken von Holzstämmen, von den Berglehnen herabgeschwemmten Erdboden, daß ich nur auf Grund Beobachtungen von mehreren Jahren ein annähernd gutes Bild von der Lage des eruptiven Körpers geben kann.

Von unten gerechnet zka beim 122. m beginnt das Eruptivum mit einer dicken reibungsbrecciösen Zone, weche hier von unter dem stark metamorphen Karbonsediment hervortritt. Hier steht umgeänderter, teilweise ausgewalzter, sich gegen den Diorit neigender Gabbro an, welcher um zka 7 m höher in frischeren, basischen Hornblendegabbro übergeht. Abgesehen von den die Gesteine umstrickenden prehnitisch-kalzitischen Adern, kommen auch einzelne dünne Plagiaplitgänge vor, längs welcher im Gabbro viel Apatit enthalten ist. An einer Stelle habe ich auch einen Anorthositschlier gefunden. In der Gegend von 145 m ist der erste Ultrabasitschlier, welchen man längs des Grabens, in der Länge von mehreren m in kleineren größeren Felsen folgen kann: Gabbroperidotit und Peridotit, stellenweise mit sehr viel Titanomagnetit, welcher hie und da auch separat: in Form von Schnüren und Nestern ausgeschieden ist. Der Gabbro und der Ultrabasit übergehen nicht überall stufenweise ineinander. Ihre Berührung zeugt manchmal darauf, daß in dem bereits eine Liquefaction erlittenen Magma nachträgliche Bewegungen geschehen sind. Darauf folgt eine solche vermischte Zone, wo sich rasch aufeinander Diallaggabbro, Anorthosigabbro mit sehr viel Titanomagnetit (um 155 m), Diallaghypersthengabbro mit Bronzit, Hornblendediallagabbro mit manchmal 20 mm-igen Hornblendekristallen folgen. Ungefähr um 170 m. beginnt Diallagaugitgabbro, dieser übergeht um

180 m in basischen Diallaghypersthengabbro (Gabbropyroxenit), in welchem auch ein Beerbachitgang außer einem Plagiaplitgang vorkommt. Ungefähr 10 m weiter bei einer kleinen Felsenbank beginnt Gabbroperidotit und titanomagnetitischer Peridotit, diesen wechselt um 206 m ein mit Gängen durchzogener basischer Diallaghornblendegabbro ab. Dieser übergeht kürzlich in Augithypersthendiallaggabbro, aber schon um 223 m befindet sich saussuritischer Diallagaugitgabbro. Dieser wird aufwärts zka beim 226 m stark basisch und es löst ihn ein hornblendehaltiger Gabbrodiallagit auf. Dann folgt Diallagabbro und Diallaghornblendegabbro, hie und da bei alten, schon längst geheilten Bruchlinien und längs derselben in saussuritischen, prehnitischen und uralitischen Zustand. In diesem, um 230 m befindet sich ein beträchtlicher (0.5 m) Dioritpegmatitgang, welcher eine ONO-liche Richtung besitzt. Dann folgt pyrithaltiger, basischer Hornblendegabbro, welcher bei cca 233 m noch basischer wird: Gabbrohornblendit, der kürzlich (235 m) in grobkörnigen Hornblendit, dieser aber in uralitischen Hornblendegabbro übergeht. Weiter oben beginnt basischer Biotitaugithornblendegabbro, dann um 250 m Biotithornblendegabbro, welcher stellenweise sehr viel Apatit enthält. Um 262 m befindet sich Biotitanorthositgabbro, danach saurer Biotithornblendegabbro (näher: Gabbrodiorit, Dioritgabbro, Anorthositgabbro) bis zum unteren Rand der aus Karbonsediment bestehenden großen Felsenwand, bis circa zum 279-ten m, wo er unter dem Sedimente verschwindet. Dieser saure Gabbro ist an vielen Stellen stark zersetzt, er ist von Adern und Gängen dicht durchwoben. Am oberen Teile der fast 5 m hohen Felsenwand, nach dem Sedimentrelikt, erscheint der Gabbro hie und dort im Aufschluß der Grabens, aber in ganz umgewandeltem Zustand; dann folgt ein mächtiger quarzdioritischer Lagergang (11) und dauert bis beiläufig zum 325 m, wo der eruptive Aufschluss endet, nur weit oben am Majorberg tritt der Diabas zu Tage.

Eine ganze Reihe der Kontaktprodukten bezeichnet die Wirkung des Eruptivums. Am häufigsten kommen die verschiedenen Glimmerhornfelsen vor, neben welchen auch Cordierit- und Granat-hältige Hornfelsen vorkommen. Dann sind verschiedene kristallinische Sandsteine, verschiedene Fleck-

schiefer usw. häufig. Am oberen Teile des eruptiven Aufschlusses kann man rote und braune Jaspisfelsen, mit Hämatit vollgestopfte quarzitishe Produkte neben dem eruptiven Körper finden. Die manchmal metergrossen Jaspisblöcke sind auch in die unteren Teile des Grabens gelangt.

Direkt beim Vaskapu, im S des Waldteiles Zsindelbányaom (Kecskefark), in der Határlápa kommt das Gabbroidgestein an viel kleineren Stellen an das Tageslicht. In einer Länge von circa 50 m steht überall stark umgewandelter Gabbro an, dessen noch bestimmbare Stücke sich als Diallaghornblendegabbro erwiesen haben. Die starke Umwandlung, die Verwitterung, und der Schutt des Grabens erlauben wenige Beobachtung.

Der größere Teil des Vaskapuer (Kecskefarker) Stollens schließt den Ultrabazit auf. Die Länge des Stollens beträgt 31·8 m* und er wurde längs einer Bruchlinie aufgelassen, wo das Gestein stark umgewandelt ist. Seine Richtung ist O-W-lich und daraus zweigt beim 28. m ein Nebenschlag N-er Richtung ab, dessen Länge 7·7 m beträgt.

Im frei befindlichen Vorraume (Tagbau) des Stollens finden wir nur im Verwitterungslehm eingebetteten größeren Stücken und in den ausgewitterten Kugeln etwas frischere Gesteine: dies ist basischer Diallaghornblendegabbro, stellenweise mit viel serpentinisiertem Olivin. Der die einzelnen eckigen und rundlichen Stücke zusammenfassende rötlichgelbe und bräunlichgelbe Lehm enthält häufig etwas zersetzte Mineralien dieses Gabbro, er besteht aber hauptsächlich aus limonitischer toniger Substanz mit vielen serpentinischen und titanitischen Produkten. Der Anfang des Stollens bis 8·25 m besteht aus umgewandelten Gesteinen, es sind hier viele mit Reibungsbreccien angezeichnete Verwerfungen zu finden, längs welchen die Gesteine mit Prehnit-Kalzitadern durchzogen sind. Hauptsächlich ist der Olivin zersetzt, an manchen Stellen aber auch der Plagioklas. An einzelnen Stellen ist das ganze Gestein

* PÁLFY schreibt im Jahre 1906 (4, p. 481), daß der Stollen 50—60 m tief ist. Es ist möglich, daß von einem anderen Stollen die Rede ist, aber diesen kenne ich nicht. (Der sogenannte untere Stollen ist nur ein kleiner Schürfungstollen.) Im von mir beschriebenen Grubenstollen kann man gut sehen, daß er ursprünglich auch nicht länger gewesen ist.

zu Serpentin geworden, während an anderen Stellen die braune Hornblende und der Diallag ziemlich gut verblieben sind. Die ganze Serie besteht aus Hornblendediallagolivingabbro, wo man das Gestein nämlich überhaupt bestimmen kann.

Beim 8·5 m beginnt ein gemischter Gürtel, in welchem der Olivingabbro teils mit Hornblendediallagperidotit, teils mit in Plagioklasit übergehenden Gabbro abwechselt. Der 4 m dicke Gürtel ist an mehreren Stellen reibungsbrecciös und an diesen Stellen stark umgewandelt. Stellenweise enthält er sehr viel Apatit und Titanit. Beim 12·5 m beginnt der eigentliche Ultrabazit, welcher wesentlich in einer Länge 2 m aus Hornblendeperidotit und Hornblendediallagperidotit besteht, aber inzwischen ist auch Olivingabbro vorhanden. Im Teile 14·25—17·75 m wechselt sich großkörniger Diallaghornblendit, Hornblendebronzitdiallagit, Diallagit und auch Titanomagnetitperidotit, in mit von einander kaum trennbaren Übergängen. Inzwischen kommen auch feinkörnige Teile vor. Der Olivin hat überhaupt keine große Rolle, nur beim 17·25 m, wo sich der zum Dunit-Typus nähernde Peridotit vorhanden ist.

Der Titanomagnetit erhält eine große Rolle vom 17·75 m an, wo er manchmal auch zusammenhängende Aggregate bildet. So steht beim 18 m Titanomagnetitdiallagit mit Bronzit und mit minimalem Olivin, beim 18·5 m Titanomagnetitdiallagperidotit mit wenig Hornblende, beim 20·25 m Titanomagnetithornblendeperidotit an. Dann folgt beim 21 m großkörniger Hornblendebronzitdiallagit, beim 21·75 m folgt ebenfalls großkörniger Diallaghornblendit vom ziemlich guten Typus, nach diesem wieder Peridotitarten mit stellenweise sehr viel Titanomagnetit. In dieser Serie (17·75—31·8 m) verändert sich die Rolle der Hornblende, des Diallags und des Olivins fortwährend, aber es befindet sich unter ihnen kein solcher Peridotit, aus welchem entweder die Hornblende, oder der Diallag ganz fehlen würden.

Reinen Typus gibt es keinen, nur sich zu diesem nähernde Arten. So z. B. in dem Dunit (23 m) ist ein wenig Diallag, ja sogar auch Plagioklas, im Hornblendediallagit (23·75, 25·25, 25·75—26, 30·75—31 m) ist immer Olivin vorhanden und zwar in abwechselnder Menge, häufig ist auch der Bronzit; den verhältnismäßig reinsten Typus vom Hornblende-

diallagit habe ich beim 25·75 m gesammelt. Unter dem Titanomagnetitperidotit Fundorten sind in dieser Serie die 26·75—27, 31·5—31·75 m die wichtigsten. Der Titanomagnetitdiallagit in einem genügend guten Typus findet sich bei 30·25 m u. s. w.

Charakteristisch ist in dieser letzten Serie, daß diese auch zerrissen, manchmal zerrieben ist, längs der Bruchrichtungen sind die Gesteine reibungsbrecciös, manchmal sind sie sogar ausgewalzt; an diesen Stellen ist hauptsächlich der Olivin zer setzt, immer mit Titanitausscheidung. Manchmal ist das ganze Gestein zu Serpentin geworden (24·72, 25—27·75, 30·75 m u. s. w.), das Eisenerz ist aber zum großen Teil frisch verblieben. Längs der Bruchlinien hat sich auch Pyrit gebildet. Die kugelige Absonderung ist sowohl bei den frischen, als auch bei den serpentinisierten Gesteinen häufig. Am äußersten Ende des Stollens ist das umgewandelte kugelige und das polyedrisch abgesonderte Gestein wiederum stark zerrissen.

Das Gestein des beim 28-ten m abzweigenden N-lichen Nebenganges ist abwechselnd Pyroxenit und Peridotit. In der ersten Hälfte des Ganges steht Peridotit, und zwar Hornblendeperidotit und Hornblendediallagperidotit, in der zweiten Hälfte Hornblendediallagit an, aber es gibt unter ihnen keinen, der sich dem reinen Typus nähert. In Wirklichkeit sind alle Übergangsgesteine zwischen dem Diallagit und dem Peridotit.

Physiographische Daten. Von den besprochenen titanomagnetitischen Gesteinen unterscheiden sich, die Grenzfazien der Gabbroarten ausgenommen, (so die zum Diorit, an anderen Stellen sich zum Anorthosit nähernden Gabbros und die saueren Gesteine der Gänge und Lagergänge) von einander hauptsächlich nur durch das Verhältnis der Menge der herrschenden femischen Silikatminerale (Diallag, Hornblende). Der Olivin beschränkt sich in den Gabbros nur auf den dünnen Rand der Ultrabasitmasse; der mit dem Olivin scheinbar korrelierte Hypersthen ist ziemlich spärlich, während der Bronzit nur in manchen Ultrabasiten in größerer Menge vorkommt. Der Titanomagnetit ist in jeder Art bedeutend, manchmal ist sehr viel vorhanden. Die Gabbroarten übergehen stufenweise, durch die Übergangsgesteine, in die Ultrabasite, in den wenigen Feldspat enthaltenden, oder feldspatfreien Peridotit, Pyroxenit und Hornblendit. Solchermassen kann man zwischen ihnen kaum eine

scharfe Grenze ziehen. Die zwischen sämtlichen Gesteinen vorhandenen Übergänge zeigen auch den differentiationellen Ursprung aus einem gemeinsamen Magma. In den Ultrabasiten gibt ebenfalls das stete Abwechseln des Mengenverhältnisses der femischen Bestandteile: des Olivin, Diallag und der Hornblende zu einander die Abwechslung, geradeso, wie bei den Gabbros; die Rolle des Titanomagnetits ist ebenso sehr veränderlich.

Aus alldiesem folgt bereits jetzt, daß es am entsprechendsten ist, wenn ich beim detaillierten Besprechen der Mineralien, die Mineralien aller titanomagnetithältigen Gesteine zusammen behandle, denn abgesehen von den bei isomorphen Verbindungen ganz natürlich vorkommenden chemischen Verschiedenheiten, ist die Abart betreffend kein großer Unterschied zwischen den in einzelnen Gesteinen auftretenden Bestandteilen identischen Namens. Dies ist so zu verstehen, daß jener Diallag, jener Biotit, jene braune Hornblende, jener Plagioklas, welcher in den Gabbros zu finden ist, auch in minimalem Maße nur selten von jenem Diallag, jener Hornblende usw. abweicht, welche man in den Ultrabasiten auffinden kann. Höchstens kann man zwischen ihnen sehr feine optische Unterschiede wahrnehmen, was aber die Art nicht verändert. Jener Olivin z. B., welcher im Troktolith vorkommt, unterscheidet sich meist überhaupt nicht vom Olivin der Peridotite, höchstens selten ist nur z. B. in der Lichtbrechung, in der Größe des optischen Achsenwinkels ein winziger Unterschied. Ein kleiner Unterschied besteht nur darin, daß z. B. den in den Gabbros genug spärlichen Hypersthen in den Peridotiten hauptsächlich der Bronzit vertritt. Aber Bronzit kommt auch in den Gabbros vor. Keine besondere Ursache würde es also nicht begründen, daß ich die Mineralien nach der Art des Gesteins separat bespreche.

Die Gabbros und die Peridotite, so auch die Diallagite sind mittelkörnige Gesteine, mit einer durchschnittlichen Korngröße von 1—4 mm. Die Korngröße ist aber nicht gleich, nicht einmal binnen einem größeren Handexemplar, aber auch die Hornblende unterscheidet sich von den übrigen, sie ist meistens bedeutend größer, häufig vielmals größer, als die übrigen Bestandteile. Die übrigen Bestandteile der an Hornblende reichen Gesteine sind ebenfalls größer, als die angegebene Größe. Sol-

che, an Hornblende reiche Gesteine sind auch jene, welche im Stollen zwischen dem 14·2—17 m vorkommen, wo die Mineralienkörner durchschnittlich auch die Größe von 8 mm erreichen. Etwas noch größer körniger sind die Hornblendite, sowohl im Stollen, als auch besonders in der Majorlápa, wo auch eine Korngröße von 20 mm vorkommt. Von den Hauptgemengteilen bilden der Titanomagnetit und der Olivin die kleinsten Kristalle, am veränderlichsten ist die Größe des Diallags. An den frischen Gesteinen auf den breiten Spaltungsflächen des Diallags und der Hornblende kann man die poikilitische Struktur auch makroskopisch gut wahrnehmen.

Im frischen Zustand sind die Gabbroarten lichter oder dunkler grau, die Ultrabasite sind schwarz. Die Gabbros werden bei der Saussuritisierung lichter grau, grünlichgrau und wenn sie auch uralitisch sind, dann sind sie verschieden schattiert grün. Die Ultrabasite vergilben bei der Zersetzung und bei der Verwitterung, oder sie werden gelblichbraun oder rotbraun.

Die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchungen sind folgende:

Die Art des Plagioklas wechselt vom *Labradorandesin* bis zum *Anorthit* (Ab 54—Ab 6) und ich habe erfahren, daß dieser Unterschied der Art sich nicht streng nach der Basizität des entsprechenden Gesteins richtet, da ich auch im Peridotit ebenfalls Labrador und im Gabbro auch Anorthit gefunden habe. Nur in den erwähnten saueren Gabbrofazien (Dioritgabbro, Anorthositgabbro) kommt sich bis zum *Oligoklasandesin* erhebender Feldspat vor. Die guten Kristalle, die eine isometrische oder eine kurzlamellige, manchmal ganz automorphe Gestalt haben, kommen nur dort vor, wo sie einzeln in Hornblende oder in Diallag eingeschlossen sind. In einzelnen Fällen bewahren sie ihre gute Gestalt auch dem Hypersthen gegenüber, selten auch dem Olivin und dem Titanomagnetit gegenüber, oder sie sind wenigstens nicht unregelmäßiger als diese. Im Gegensatz zu diesem habe ich erfahren, daß die mit dem Diallag, sogar selten die mit der Hornblende in Berührung kommenden Kristalle auch xenomorph sind. Die schlechteste Form haben sie in an Olivin besonders reichen feldspathältigen Peridotiten, wo sie wirklich eine raumausfüllende Rolle besitzen. Die Ausscheidung

des Plagioklas begann also zur Zeit der Bildung des Hypers-thens resp. des Olivins und endete mit dem Beginn der Aus-scheidung der Hornblende.

Die Plagioklaskristalle sind immer zwillingsstreifig: Albit, Periklin und Karlsbader Zwillinge. Dann sind auch genau nicht bestimmbare zwillingsartige Verwachsungen. Die Anzahl der Zwillingsindividuen ist aber nur selten groß, an je einer breiten Lamelle sind oft nur wenige, selten mehrere dünne Zwillings-streifen sichtbar. So ist dies auch in Dioritgabbro der Major-lápa, wo man auch eine schwach ausgeprägte Zonenstruktur wahrnehmen kann. Als Einschuß kommt im Plagioklas jedes Mineral der Gesteine vor, selten sogar auch die Hornblende und eigentümlich, der Olivin noch seltener. Oft enthält er Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse.

Im allgemeinen ist die Umwandlung nicht häufig, haupt-sächlich nur längs der Klüfte finden wir zersetzten, selten vollständig umgeänderten Feldspat. Übrigens ist er manchmal auch dort noch frisch, wo der größte Teil der femischen Mi-neralien zersetzt ist, es sind aber hingegen auch solche Stellen, wo der Feldspat zersetzt ist, die Hornblende, manchmal auch der Diallag aber sind frisch. Die häufigste Umwandlungsweise ist die Saussuritisierung, aber die Prehnitisierung kommt auch vor, besonders längs der Gänge. Der Epidot kommt auch ausser den sehr verschiedenartig zusammengesetzten Saussu-ritaggregaten in zersetzendem Feldspat vor, außerdem auch Klinozoisit. Die Weißglimmer- und die Kalzitbildung ist selten. Das Innere der stark zersetzten Feldspate bedeckt ein graues, dunkelgraues toniges Produkt, in welchem manchmal die Saussuritminerale ebenfalls erkannt werden können. Der äußere Teil ist oft frisch. Dies zeigt den zonaren Aufbau, obzwar man dies an den frischen Kristallen gar nicht sehen kann. Die Zersetzungsprodukte der femischen Mineralien drin-gen sogar in die Spaltungen, in die Risse der Feldspate, welche manchmal beinahe die ganze Feldspatsubstanz verdrängen.

Unter den femischen Silikatmineralien sind die allge-meinsten der Diallag und die Hornblende. Der Diallag ist oft etwas mehr, als die Hornblende, aber er herrscht an sehr wenigen Stellen, so nur in einigen Gabbros und in den Dial-

lagiten. Die Hornblende herrscht ebenfalls selten über den Diallag, abgesehen natürlich von den Hornblenditen.

Der *Diallag* ist hellbraun oder beinahe farblos, nur selten lebhafter braun oder blaß grünlichbraun. Oft zeigt er auch einen schwachen Farbenwechsel. Die äußersten Werte seiner Lichtbrechung: $n_g = 1.700-1.718$, $n_m = 1.682-1.696$, $n_p = 1.678-1.690$. $n_g: c$ $38^\circ-42^\circ$, der optische Achsenwinkel beträgt 59° und wechselt nicht sehr. Seine Kristalle sind gewöhnlich xenomorph, oft poikilitisch von den vielen Mineralieneinschlüssen. In automorphen oder sich dem nähernden, oft ein wenig abgerundeten Kristallen kommt er hauptsächlich nur in Hornblenden vor, aber gut geformte Kristalle sind manchmal auch frei in den Gabbros zu finden, wo es hier und da seine Automorphie auch dem Feldspat gegenüber bewahrt. In diesen Gesteinen habe ich darauf keine Daten gefunden, daß die Menge des Diallags beim Zustandekommen einer guten Kristallform maßgebend wäre. Ich denke eher, daß der jeweilige physikochemische Zustand für die Zeit der Ausscheidung maßgebend war, sowohl beim Diallag, als auch bei den übrigen Bestandteilen. In den an Olivin reichen Peridotiten, aber häufig auch in an Feldspaten reichen Gabbros erscheint er meistens in gänzlich xenomorphen breiten plattenförmigen Durchschnitten.

Oft ist er ein Zwilling nach der Querfläche (100) und ist aus 2—3 breiten Zwillingsindividuen oder aus vielen dünnen Zwillingslamellen zusammengesetzt; nach der Basis (001) aber sind immer viel sehr feine Zwillingsindividuen verwachsen. Oft verwebt er sich mit brauner Hornblende. Bei der Verwebung herrscht gewöhnlich der Diallag, sehr selten die Hornblende. Im letzteren Falle erscheinen die ansonsten zu einem Kristall gehörenden Diallagkörner ebenso zerstreut, wie im vorigen Falle die Hornblende. Die Verwebung ist der perthitischen am ähnlichsten, manchmal ist sie bestimmt pegmatitartig. Die den Diallag durchwebende Hornblende gehört oft nicht zu jenem Hornblendekristall, welches mit dem Diallag in direkter Berührung steht, oder diesen umgibt. Aber der Diallag verwebt sich ungemein fein lamellig auch mit einem Pyroxen, welcher sich, wo er näher bestimmbar ist, als Bronzit erwies. Die Verwebung ist eine solche, daß die Spaltungsrichtungen in beiden Pyroxenen zusammenfallen, unter welchen beinahe immer der

Diallag herrscht. Die Verwebung breitet sich nicht immer auf das ganze Kristall aus. In einzelnen Fällen hat der sich mit dem Diallag verwebende andere Pyroxen ebenfalls monoklin, aber er ist näher nicht bestimmbar. Er ist höchst wahrscheinlich Diopsid. Die mit einander verwachsenen Pyroxene sind oft auch mit der Hornblende innig verwoben.

Unter den Einschlüssen sind die ziemlich häufigen feinen opaken (teilweise bestimmt Eisenerz) Interpositionen interessant, welche in gewissen Schnitten (meist auf den n_m senkrechten Schnitten) sehr dünne Fasern oder Nadeln, an anderen Stellen manchmal unregelmäßig geformte Lamellen zu sein scheinen. In einzelnen Fällen liegen sie bestimmbar in der Fläche der Basis (001). Es ist wahrscheinlich, daß diese im großen ganzen gleich orientierten Einschlüsse den stellenweise sichtbaren metallischen Glanz des Diallags verursachen. Diese Einschlüsse werden bei der vollständigen Zersetzung zu Haematit resp. Limonit, bei reichlicher Titanitausscheidung oder ohne derselben, also sie bestehen nur zum Teil aus Titaneisenerz. Der entstandene Titanit zeigt sich manchmal in der Form feiner Schnüre in auf die Basis senkrechten Schnitten.

Der Diallag wird bei der Umwandlung rot oder braun, der sich darin befindliche Eisenerzeinschluß verteilt sich manchmal im ganzen Kristalle und die haematitischen oder limonitischen Titanitaggregate machen hauptsächlich den inneren Teil der Kristalle beinahe gänzlich undurchsichtig. Aber dies ist nicht immer so, denn häufig verbleibt im stark, sogar im gänzlich zersetzten Diallag das charakteristische Eisenerznadel-Netz. Aber bei der Zersetzung scheidet aus dem Diallag auch neueres Eisenerz aus, und zwar wie ich sehe, um so mehr, je größer der Eisenerzinhalt des Gesteins ist. Bei der Zersetzung des Diallags entsteht außer dem Eisenerz hauptsächlich Uralit, seltener Chlorit, immer mit Titanitausscheidung. Wirkliche faserige Amphibole entstehen aus dem Diallag hauptsächlich nur in jenen Gesteinen, welche starke dynamische Wirkungen zeigen. Die den Diallag durchwebende Hornblende bleibt oft selbst bei der gänzlichen Zersetzung des Diallags frisch, manchmal selbst noch dann, wenn die sich rings um den Diallag befindliche braune Hornblende eine grüne Farbe annimmt. Bei der Serpentinisierung in höherem Maße der Peri-

dotite wird auch der Diallag zu Serpentin, aber in solchen Fällen behält er häufig das charakteristische Eisenerznadel-Netz. Manchmal verschwindet es aber gänzlich, besonders, wenn der faserige Serpentin sich in charakteristischer Form ausbildet, was ein seltener Fall ist.

In beinahe jedem Gabbro und Peridotit sind solche monokline Pyroxene, welche die Struktur des Diallags nicht zeigen. Von diesen kann man den seltener vorkommenden violett-braunen Augit leicht unterscheiden, dessen optische Eigenschaften manchmal mit denen des *Titanitaugits* genügend gut übereinstimmen, obzwar er dessen starke Färbung, seine Dispersion und seine übrigen Eigenschaften selten vollständig erreicht (n_m max. = 1.718, n_g : c = max. 49° , $2V = +54^\circ$). Seine Menge ist überall gering. Vom Diallag kann man den ähnlich hell gefärbten oder farblosen oder sehr blaß grünlichen *Diopsid* ziemlich schwer trennen, (die Werte sind in einem Falle, der häufig ähnliche hat: $n_g = 1.702$, $n_m = 1.679$, $n_p = 1.671$, n_g : $c = 40^\circ$, $2V = +59^\circ$, aber seine sämtlichen Werte wechseln sich beständig ab,) denn nicht einmal die Diallagstruktur breitet sich über das ganze Pyroxenkristall aus und bei der Zersetzung verwascht es sich auch manchmal. Dieser Diopsid nähert sich an mehreren Stellen dem gemeinen Augit. Der *gemeine Augit* kommt häufig vor, obzwar er nur in seltenen Fällen die Menge des Diopsids erreicht. Sein optisches Verhalten ist ebenfalls veränderlich (in einem Falle z. B. $n_g = 1.729$, $n_m = 1.714$, $n_g = 1.706$, n_p : $c = 50^\circ$, $2V = 60^\circ$).

Dem Diallag gegenüber ist die Menge der letzteren Pyroxenarten meist untergeordnet und nur selten gleichwertig mit demselben. Ihre Gestalt ist dort, wo sie mit dem Diallage in Berührung sind, nicht schlechter, aber auch nicht besser als die Form desselben; dem Feldspat gegenüber sind sie bald automorph, bald xenomorph, der Hornblende gegenüber meist automorph. Die beste Gestalt besitzt der Titanaugit. Oft sind sie Zwillinge oder Drillinge nach (100), selten ist auch die lamellige Zwillingstruktur zu erkennen nach (001). Ihre Zersetzung ist allgemein eine solche, wie die des Diallags, wo man nämlich in diesem Falle überhaupt einen Unterschied zwischen ihnen feststellen kann. Bei der Zersetzung scheidet aus einem mehr, aus dem andern weniger Titanit aus.

Unter den rhombischen Pyroxenen ist der *Bronzit* der häufigere, welcher außer der erwähnten Verwachsung mit dem Diallag, im Pyroxenit und im Peridotit häufig auch frei vorkommt, ich habe solchen aber auch im Gabbro und im Gabbroidultrabazit gefunden. Seine Gestalt ist meist eine solche breite xenomorphe Lamelle, wie die des Diallags. Seine optischen Eigenschaften sind ein wenig abwechselnd, aber im allgemeinen normal; in einem Falle, $n_g = 1.704$, $n_n = 1.701$, — $n_p = 1.696$, $2V$ um 90° , die übrigen gemessenen Fälle sind diesem ähnlich. Der *Hypersthen* kommt nur in den Gabbros der Majorlápá vor, wenigstens bisher habe ich ihn nur dort gefunden. Seine Gestalt ist automorph, oder ein sich dazu näherndes längliches oder sehr langes Prisma. In seinem optischen Verhalten neigt er sich oft gegen den Bronzit. Die größte Lichtbrechung, welche ich gemessen habe: $n_g = 1.723$, $n_m = 1.720$, $n_p = 1.711$, dieser hatte die kleinste Achsenöffnung: 81° . Die übrigen gemessenen Hypersthene näherten sich alle mehr minder den Werten des Bronzits. Sein Pleochroismus ist abwechselnd, im allgemeinen nicht besonders stark. Der stärkste: n_g = graulich grün, n_m = blaß gelblichbraun, n_p = rosafarben, licht rotbraun mit gelblicher Schattierung. Sowohl der Bronzit, wie auch der Hypersthen enthält Eisenerzeinschlüsse, der Bronzit sogar orientierte Eisenerznadeln, Titanit und Rutil Kriställchen. Der Bronzit zeigt oft einen metallartigen Schiller, mit tombakbrauner Farbe.

Beide rhombische Pyroxene uralitisieren sich hauptsächlich, der Uralit wieder übergeht in Chlorit; ich habe aber auch Bastit, sogar auch Iddingsitbildung gefunden. In den nachträglichen Mineralien ist die Eisenerz- und die Titanitausscheidung allgemein. Im allgemeinen zersetzen sie sich früher, als die monoklinen Pyroxene.

Die Menge der ursprünglichen *braunen Hornblende* ist sehr abwechselnd, aber auch ihre optischen Eigenschaften sind nicht beständig: ihre Lichtbrechung ist eine solche, daß $n_g = 1.672$ — 1.703 , $n_m = 1.661$ — 1.690 , $n_p = 1.646$ — 1.668 , $n_g : c$ meist 11° , aber von 0° bis 14° abwechselt. $2V = 80$ — 81° . Ihr Pleochroismus und die Grösse der Absorption ist sehr abwechselnd: n_g = dunkelbraun, rotbraun, bräunlichschwarz und bellbraun, n_m = braun, braungelb n_p = licht aber lebhaft gelblichbraun, licht

bräunlichgelb, hellgelb. Die Absorption der Achsen $n_g > n_m > n_p$. Einzelne ihrer Eigenschaften weisen gegen den Syntagmatit hin. Seine Gestalt ist beinahe immer gänzlich xenomorph, an den meisten Stellen scheint er das letzte Kristallisierungsprodukt zu sein und als solcher ist sie der beste Ausprägung der poikilitischen Struktur. Nur selten hat sie eine etwas bessere Gestalt (Dioritgabbro). Im allgemeinen ist sie das größte Mineral dieser Gesteine, ihre Größe erhebt sich bis 25 mm, hier und da hat sie auch ein wenig Metallglanz. Ihre Farbe ist braun oder dunkelbraun, mancherorts (im Stollen oft genug) rotbraun. Häufig umgibt sie den Diallag oder sie verwebt sich perthitischähnlich mit ihm, so, daß ihre Hauptmasse immer auswendig ist. Im Verhältnis zu den übrigen Gemengteilen ist sie gegen die umändernden Wirkungen ziemlich indifferent, in den serpentinierten, sogar in den prehnitisierten Gesteinen ist sie oft frisch und hat sogar seine ursprüngliche Struktur auch behalten. Aber auch die braune Hornblende zersetzt sich, sie übergeht in lichter gefärbten Amphibol (grüner Amphibol, Uralit, Aktinolit, Tremolit). In diesen ist kein Unterschied zwischen der braunen und der rotbraunen Hornblende. Selten übergeht sie direkt in Chlorit (gewöhnlich chloritisieren die sekundären Amphibole), häufiger ist auch noch die Serpentinisierung, mit welcher zusammen auch Verquarzung wahrgenommen werden kann. Die ursprünglichen Feldspateinschlüsse der Hornblende haben manchmal auch zu verkieseln begonnen.

Es ist unzweifelhaft, daß die spärliche *grüne Hornblende* ein sekundäres Mineral ist. In ganz frischen Gesteinen kommt sie überhaupt nicht vor. Man kann den nachträglichen Ursprung am besten nachweisen, wenn sie — wie in einzelnen gepreßten, gefalteten Gabbros der Majorlápa — sich aus der braunen Hornblende bildet, von welcher manchmal nur der eine Teil grün oder lichtgrün wird. In solchen Fällen enthält sie immer Eisenerzaggregate und Titanitkörnchen. In einzelnen Fällen ist sie aus monoklinem Pyroxen entstanden. Von ihrem optischen Verhalten erwähne ich, daß ihr Pleochroismus abwechselnd ist: n_g = lebhaft grün, ölgrün, manchmal bläulichgrün, n_m = grünlichgelb, manchmal mit bräunlicher Schattierung, n_p = lichtgelb, blaß bräunlichgelb, seine Doppelbrechung erhebt sich bis

0.024, $n_g : c$ wechselt um 18° ab. An den Enden übergeht sie oft in Aktinolith, an anderen Stellen chloritisiert sie.

Viel häufiger ist der *Uralit*, welcher sowohl in den Gabbros, als auch in den Ultrabasiten vorkommt. Von der besprochenen grünen Hornblende unterscheidet er sich hauptsächlich dadurch, daß er nicht einmal binnen einem einzelnen Kristalle einheitlich gefärbt ist, er enthält stärker und schwächer gefärbte Teile, seine Doppelbrechungsfarbe, ja sogar seine Auslöschung ist nicht einheitlich: meist ähnelt sie dem undulösen. Auf Grund der Auslöschung scheint sie manchmal eine faserige Struktur zu besitzen. Es kommt vor, daß die eine Hälfte des übrigens zusammenhängenden sekundären Amphibolkristalls grüne Hornblende, die andere Hälfte Uralit ist. Beide Teile unterscheiden sich von einander nicht nur in der Struktur, sondern auch in der Stärke der Farbe. Der Uralit ist bedeutend schwächer gefärbt, wie die sich in demselben Gestein befindliche grüne Hornblende. Ihr Pleochroismus: n_g = grün, n_m = etwas lichter grün, n_p = licht gelblichgrün, blaß grünlichgelb. In jedem Uralit ist Titanit vorhanden, manchmal sogar viel.

Obzwar auch der Uralit sich am Ende der Lamellen oft zerfaserf, ja sogar manchmal auch in seinem Inneren Spuren der faserigen Struktur hat, aber der wirkliche faserige Amphibol: der Tremolit und der Aktinolith kommt auch separat vor. Sowohl im Gabbro der Majorlápá, als auch in dem des Kecskéfark finden wir solche. In mehreren Fällen zweigen sie direkt aus der braunen Hornblende aus, bald bilden sie einzelne Nester im Inneren des Kristalls. Solche sekundäre Amphibolnester kann man auch im Diallag nachweisen.

Die *Aktinolithfasern* sind meist spröde; parallel oder ein wenig strahlig, pinselartig. Die einzelnen Fasernbündel neigen sich aber manchmal, öfter sogar mehrmal. Ich habe erfahren, daß der aus brauner Hornblende stammende Aktinolith etwas stärker gefärbt ist, als die sich aus Diallag oder grüner Hornblende bildenden. Die aus der braunen Hornblende ausgehenden Fasern bewahren bis zu einer kleinen Entfernung die braune Farbe und den Pleochroismus, dann werden sie bald grün und verbleichen. Daraus folgt, daß die braune Hornblende zuerst zerspaltet und erst dann ändert sie sich chemisch um. Spärlich habe ich auch in der grünen Hornblende ähnliche Erscheinun-

gen beobachtet. Der Aktinolith überigens ist blaßgrün mit einem normalen schwachen Pleochroismus.

Der gänzlich farblose *Tremolit* kommt manchmal ebenfalls aus der braunen Hornblende, oder er geht aus dem Diallag aus, meist aber werden die Aktinolithfasern gegen ihr Ende zu farblos. Insofern der Tremolit in dem Gestein frei vorkommt, dann ist er entweder so, wie der Aktinolith, nämlich spröde, oder er erscheint in nur wenig gebeugten Fasern, oder er bildet sehr feine, manchmal sich beugende, verworren-faserige, selten haarartige Aggregate.

Ich erwähnte bereits, daß jene Gesteine, in welchen diese faserigen Amphibole in größerer Menge vorkommen, oft starke dynamische Wirkungen zeigen. In diesen Gesteinen ist die braune Hornblende und manchmal auch der Diallag gefältelt, einzelne besser geformte Hornblendekristalle sind mehrfach verbogen u. s. w.

Von den besprochenen sekundären Amphibolen verblieben nur der Aktinolith und der Tremolit nicht im Rahmen des ursprünglichen Minerals, gewöhnlich strecken sie sich aus der Pseudomorphose in die nachbarlichen femischen Silikatmineralien und in die zersetzten Teile der Feldspate hinein. Der Uralit und die grüne Hornblende bewahren zwar die Gestalt des ursprünglichen Minerals, aber gewöhnlich bilden sich mehrere, ein wenig verschieden orientierte Kristalle aus der ursprünglich einen Hornblende, oder aus einem Pyroxen. Besonders die Uralitpseudomorphosen bieten manchmal ein wahrhaft mosaikartiges Bild, wo die Grenzen der einzelnen Uralitlamellen nicht einmal immer scharf sind.

Der *Olivin* ist in den Gabbrogesteinen ziemlich selten, während er in den Ultrabasiten beinahe allgemein ist, nur in einigen Hornblenditvorkommen konnte ich ihn nicht nachweisen. Seine Menge ist sehr veränderlich. Meist ist sogar im Peridotit wenig vorhanden und nur in einzelnen Fällen herrscht er vorwiegend, so, daß das Gestein beinahe ganz nur aus Olivin und aus Titanomagnetit besteht. Seine Gestalt ist isometrisch, oft abgerundet und nur selten eine ganz gut geformte gedrungene Prisma oder ein isometrisches Kristall. Der Plagioklas und der Titanomagnetit verhindern nur selten die gute Kristallform. Häufig ist aber die Korrosion; manchmal ist sogar der in Dial-

lag. oder in Hornblende eingeschlossene Olivin stark korrodiert. In seinen kleineren größeren eingebuchteten Hohlräumen haben sich die später ausgeschiedenen Mineralien ausgebildet. Davon ist manchmal der Schein, als ob die sich im Olivin befindliche Hornblende, der Diallag, in einigen Fällen der Biotit ursprüngliche Einschlüsse wären, doch sie sind nur Teile von in die Resorptionsgeoden hineinreichenden, oder dort ausgebildeten Mineralien.

Gewöhnlich ist er farblos, sehr spärlich blaß grünlichgelb. Unter seinen übrigen optischen Eigenschaften erwähne ich, daß seine Lichtbrechung unter folgenden Werten variiert: $n_g = 1.690—1.718$, $n_m = 1.674—1.702$, $n_p = 1.655—1.680$. Seine optische Achsenöffnung beträgt beim n_p $87^\circ—89^\circ$. Selten ist er ganz rein, außer den normalen Einschlüssen (Titanomagnetit, Pikoit, Chromit, Apatit u. s. w.) enthält er manchmal viele opake Nadeln, Lamellchen und winzige punktartige Körner, besonders letztere reihen sich nach einzelnen Richtungen. Der in ihm vorkommende Titanomagnetit ist gewöhnlich kleiner, als der sich in den übrigen Mineralien befindliche Einschluss, oder ein freies Kristall, also der Olivin hat ihn frühzeitig eingeschlossen. Der Olivin wird in einzelnen Gesteinen am Rande rot, aber dies kommt selten vor. Bei seiner Zersetzung scheidet manchmal viel, manchmal wenig Eisenerz aus, welches sich manchmal längs einzelner Streifen oder längs der ursprünglichen Spaltungen anhäuft.

Die frischesten Olivingesteine kommen im Stollen vor, aber der Olivin ist auch noch in diesen häufig in Umwandlung, besonders am Anfang und am Ende des Stollens. An mehreren Stellen der Majorlápa ist er auch dort noch zersetzt, wo die übrigen Gemengteile beinahe ganz oder ganz frisch sind. Ferner habe ich erfahren, daß die den Olivin umwandelnden Wirkungen selbst auf kleineren Gebiete nicht gleichmäßig wirkten. Die den zersetzten und die den frischen Olivin enthaltenden Gesteine wechseln launenhaft ab. Längs der Verwerfungen, der Brüche, welche in der Gegend häufig sind, ist der Olivin immer ganz zersetzt, aber nur direkt neben dem Bruch, also die umändernden Faktoren haben nur mit geringer Kraft gewirkt. Es gibt viele solche Handexemplare, in deren einer Hälfte der Olivin ganz zersetzt ist, während er in der anderen

Hälfte ganz frisch ist. Dies können wir sogar auch binnen einen kleinen Dünnschliff beobachten. Ebenfalls hier können wir die Wirkung längs der ungemein feinen dünnen Risse sehen, längs welcher der Olivin ebenfalls umgeändert, oder in Umwandlung begriffen ist. Der den zersetzten Olivin enthaltende Teil, in welchem die übrigen Gemengteile oft frisch geblieben sind, übergeht kürzlich in den ganz frischen Teil. Auch das kommt vor, daß der gegen den Riss fallende Teil je eines größeren Olivinkristalles mit Serpentinmaschen durchwoben, während die andere Hälfte frisch ist. Reichlich sind aber solche Gesteine vorhanden, in welchen nicht nur der Olivin, sondern sämtliche übrigen femischen Silikatmineralien sich zu Serpentin verwandelten.

Aus dem Olivin ist meist stark gefärbter und mannigfaltig erscheinender Iddingsit entstanden, während der normale Chrysotil fast eine Seltenheit ist. Die Serpentinisierung wird außer von den erwähnten Eisenerzen oft von reichlicher Titanausscheidung begleitet, welche die Serpentinpseudomorphose manchmal wahrhaft vollstopft. Aber Titanit wurde auch der größte Teil des den Olivin durchwebenden ursprünglichen Eisenerzes. Selten ist und nur auf einen kleinen Teil des Olivins dehnt sich die Pilitbildung aus. In der Majorlápa und im freien Vorraum des Stollens im basischen Olivingabbro und im Peridotit sind auch solche Pseudomorphosen nach dem Olivin vorhanden, deren Netz Serpentin und Eisenerz bildet, die Maschen des Netzes aber füllt Quarz und Chalcedon aus. Die serpentinische Zersetzung umspinnt neben den Längs- und Querspaltungen den Olivin. Die meisten solche beginnenden Umwandlungen bringen eine Maschenstruktur hervor, auf die Ziehungsrichtung der Maschen stehen die Serpentinfasern und feinen Lamellen senkrecht. Die Maschenstruktur verwascht sich aber bei der fortlaufenden Zersetzung und die ganze, wirklich gut geformte Pseudomorphose verändert sich zu einem dichten Serpentinaggregat oder zu einem im Großen einheitlichen Haufen von Iddingsitlamellen. Manchmal füllt ein einziges Iddingsitkristall die Pseudomorphose aus.

Der *Biotit* ist in diesen titanomagnetithaltigen Gesteinen nicht einmal in kleinen Mengen häufig. In bedeutender Menge habe ich ihn im oberen Teile der Majorlápa gefunden: in basi-

schen und saueren Gabbro, welcher dynamisch ziemlich metamorph ist. Die Biotitlamellen erreichen hier auch eine Größe bis zu 3 mm. In kleiner oder sehr kleiner Menge kommt er auch in anderen Teilen des Gebietes in Gabbro und in Peridotit vor, ohne in Betracht zu nehmen, ob die Gesteine frisch oder umwandelnd sind. In diesen Gesteinen bildet er kleine, höchstens 1 mm ige Lamellen, welche man zwischen Magnetit und Olivin, zwischen Magnetit und Plagioklas, zwischen Olivin und Augit, zwischen Diallag und Plagioklas usw. u. s. w. finden kann. Diese Begleitminerale sind an den meisten Stellen frisch. Der Biotit umgibt manchmal den Magnetit. Ich habe auch im Resorptionsgeode des Olivins gefunden, in ziemlich zersetzten Zustand.

Die großen Biotitlamellen der erwähnten Gesteine der Majorlápa sind stark runzelig, auch mehrfach gefaltet und ihre Ränder ausgefranst. Aber auch die anderorts vorkommenden Lamellen sind etwas runzelig. Der Biotit ist immer xenomorph, seine Farbe ist allgemein braun, am lebhaftesten gefärbt ist der aus der Majorlápa, welcher bräunlichrot ist. Seine Lichtbrechung ist genügend stark: n_g (und n_m) = 1.610, n_p = 1.568, seine Achsenöffnung ist immer sehr klein, kaum einige Grade, meist scheint er aber einachsigt zu sein. Sein Pleochroismus ist abwechselnd: n_g (und n_m) = dunkelrotbraun, lebhaft bräunlichrot, dunkel gelblichbraun, n_p = sehr blaßgelb, blaßbraun, beinahe farblos. Ich habe aber auch Pleochroismus mit blutroter (n_g) und beinahe farbloser (n_p) Farbenänderung gefunden. Seine Zersetzung äußert sich hauptsächlich in der Ausbleichung, aber stellenweise hat sich daraus auch Pennin gebildet. Beide Vorgänge sind mit reichlicher Eisenerz- und Titanitausscheidung in Verbindung.

Ebenfalls hier erwähne ich jenes eigentümliche glimmerartige Mineral, welches meist im umgewandelten Gabbroperidotit, aber auch anderwärts vorkommt. Es ist offenbar ein aus Olivin stammendes sekundäres Produkt, welches manchmal das ursprüngliche Olivinkristall ganz ausfüllt. An seinen etwas runzeligen Lamellen können wir außer der ausgezeichneten basischen Spaltung auch eine auf diese senkrechte Spaltung wahrnehmen. Sein Pleochroismus ist sehr verschieden: n_g (und n_m) = gelblichbraun, ganz dunkelbraun, n_p = licht aber

lebhaft gelb. Seine mittlere Doppelbrechung ist 0.040, aber es kommen viel kleinere und auch grössere vor. Sein Achsenbild ist so trüb, daß man auf den negativen Charakter und darauf, daß sie vielleicht einachsig ist, nur an manchen Stellen folgern kann. Manchmal ist er dem im ebendenselben Gestein vorkommenden beinahe einachsigen Iddingsit so ähnlich, daß man sie kaum von einander unterscheiden kann.

Die Menge des *Titanomagnetits* verändert sich fortwährend, aber er ist nur im saueren Gabbro und in manchen Hornblenditen wenig vorhanden, während er in den übrigen Gesteinen ausnahmslos beträchtlich ist. In einzelnen ist er mit den femischen Silikatmineralien gleichrangig, mancherorts herrscht er sogar vor. Auf Grund der sehr ausführlichen volumetrischen Messungen hat es sich ergeben, daß abgesehen von den an Erz besonders reichen Arten, in den Gabbros durchschnittlich 8 %, in den gabbroiden Ultrabasiten 15 %, in den Ultrabasiten durchschnittlich 21 % Titanomagnetitinhalt ist. Er erhebt sich aber in einzelnen Gesteinen auch bis 50 %, in erzigten Nestern, Schnüren und Schlieren war der größte in den gemessenen Fällen 90 %. Wenn die Menge des Titanomagnetits größer als normal ist, bildet er ziemlich oft ein zusammenhängendes dickes Netz, in welches die übrigen Gemengteile eingebettet sind. Bei dieser sideronitischen Struktur spielt das Eisenerz oft eine ausgesprochen raumausfüllende Rolle. In einzelnen Peridotiten ist das Eisenerznetz um die Olivinkörner dünner, während im Begegnungsraume von 3—4 Olivinkörnern sich so angesammelt hat, daß es wirkliche Knoten bildet.

Es ist aber unzweifelhaft, daß der Titanomagnetit an den meisten Stellen unter die ersten Kristallisierungsprodukte gehört, deshalb ist er an jenen Stellen, wo er nicht in Anhäufungen auftritt, sondern einzeln, häufig automorph, obzwar eine kleinere-größere Abrundung beinahe allgemein ist. Manchmal bestehen die größeren Ansammlungen, ja sogar auch die Schliere aus beinahe, oder ganz automorphen Körnern. Wenn wir die abgerundeten Körner näher untersuchen, können wir in einzelnen Fällen erkennen, daß die rundlichen Seiten eigentlich aus sehr winzigen geraden Flächen bestehen, welche sich eigentlich längs einer krummen Linie reihen. Also auch die vielfältige Verwachsung kann die Abrundung hervorbringen.

so ist also manches separat stehende Korn kein einzelnes Kristall, sondern eine Gesellschaft miteinander verwachsener Kriställchen. Aber auch das ist bestimmt, daß man die Bildung der Abrundung häufig in anderen Ursachen suchen muß, in der Korrosion oder eventuell in einer solchen ursprünglichen Ausbildung. Dabei sind reichlich ganz regelmäßige Kristalle mit scharfen Grenzlinien, besonders in den großen Diagonalen habe ich solche wahrgenommen, aber sie kommen selten auch in Olivin vor. Die sich in der Hornblende befindlichen sind meistens abgerundet, was durch die späte Ausscheidung der Hornblende gut begründet ist.

Die Größe der Kristalle und die einzelne Körner scheinen den gänzlich verwachsenen Kristallgesellschaften sind meist nur um weniger kleiner als die der übrigen Gemengteile. Die Größe des größten automorphen Kristalls erreicht auch 3 mm. Diese großen Kristalle und Körner kommen in solchen Gesteinen vor, welche reich an Hornblende sind. Auch das kann man im allgemeinen sagen, daß die einzelnen Körner im Gabbro bedeutend kleiner sind, als in den Ultrabasiten, in welchen also die Kristallisierung fördernden physikochemischen Verhältnisse bis längerer Zeit günstig waren. Die Dicke der schlierig ausgeschiedenen Erzhaufen war auf der Oberfläche in einem Falle 10 cm, sonst habe ich überall viel dünnere gefunden. Die einzelnen Erzkörner, insofern man sie nämlich in den Erzschiefern unterscheiden kann, überschreiten in diesen derben Erzhaufen kaum die Größe von 1 mm.

Was das Verhältnis des Titanomagnetits zu den übrigen Mineralien betrifft, darüber finden wir folgende abwechselnde Umstände: dem Olivin gegenüber bewahrt er nur zum Teil seine automorphe Gestalt, im Olivin ist er häufig, ja sogar beinahe allgemein als Einschuß, während in ihm der Olivineinschuß nur spärlich vorkommt. Im letzteren Falle ist die Erscheinung entweder so, daß den Olivin nicht ein einzelnes Titanomagnetitkristall, sondern ein Aggregat umgibt, dessen einzelne Körner man gut unterscheiden kann, oder ist der ganze Eisenerzrahmen zusammenfließend, einheitlich. Dem Plagioklas gegenüber ist er viel öfter automorph als nicht, aber auch das ist ziemlich häufig, daß das automorphe Ende des Plagioklas in das Eisenerzkorn hineinreicht. Dem Pyroxen und der Horn-

blende gegenüber ist er beinahe immer automorph, aber auch das Gegenteil kommt, zwar selten vor. Die Hornblende, wie auch der Biotit umgeben das Erz oft als dünne Haut. Der Apatiteinschluß ist im Titanomagnetit gewöhnlich.

Die detaillierte chalkographische Untersuchung des Titanomagnetits hat mein Schüler Dr. ALADÁR VIDACS übernommen, deshalb erwähne ich von meinen eigenen, sich auf die Struktur beziehenden Untersuchungen nur so viel, daß sie unter dem Opakilluminator meist homogen scheint, an manchen Stellen kann man aber in den Kristallen lichtere und etwas dunklere, stärker oder schwächer metallglänzende Teile (Magnetit und Ilmenit) von einander gut unterscheiden. Diese Teile wechseln miteinander manchmal linienartig, an anderen Stellen ganz unregelmäßig ab. Es ist ein häufiger Fall, daß der größte Teil des Kristalls stärker metallglänzender, heller reflektierender Magnetit ist und dieser enthält in kleiner Anzahl etwas dunklere, graue, winzige Körner oder Aggregate. Aber auch umgekehrt ist er häufig. Auch das kommt vor, daß im lichtgrauen Magnetit überhaupt nicht regelmäßig gelagerte, etwas dunkler graue leistenförmige Gebilde sind. Regelmäßige Zeichnungen habe ich keine gesehen, aber vielleicht können die detaillierten Untersuchungen auch solche nachweisen. Das können wir schon jetzt feststellen, daß das Verhältnis des Magnetits und Ilmenits an jenen wenigen Stellen, wo sie im Rahmen eines Kristalls sich von einander absonderten, auffällig abwechselnd.

Auf den Titanomagnetit ist die sehr verschiedenartige Zersetzungsweise charakteristisch. Eine häufige Art der beginnenden Zersetzung ist, daß das Kristall an seinen Rändern sich zu Titanit umzuändern beginnt, welcher auf einer Seite das Erzkorn mit einer dünneren dickeren Rinde bedeckt; manchmal umgibt sie dasselbe auch ganz. Eine andere Zersetzung ist jene, bei welcher die noch ziemlich frischen Erzkörner im reflektierenden Lichte rote oder braune Adern durchspinnen. Eine häufige Art der völligen Zersetzung ist jene, in welcher er sich zu Limonit oder Haematit bei reichlicher Titanitausscheidung umändert; ein häufiger anderer Fall ist es, wann er hauptsächlich titanitisiert. Der sich bildende Titanit ist in einer großen Anzahl der Fälle nicht rein, er ist mit Limonit innig vermengt; es gibt aber auch aus xenomorphen reinen Körnchen bestehende

Titanitaggregate. An den Rändern der Titanit-Limonithaufen kommen auch solche reine Körnchen vor. Auch das geschieht, daß der Titanomagnetit sich in seinem ganzen zu hell gefärbten Leukoxen (Titanomorphit) umwandelt, in welchem die Erzrelikte die Form eines unregelmäßigen Kornes oder Stäbchens besitzen. Eine solche Gitterstruktur aber, welche auf das Innere des vom Ilmenit entstandenen Leukoxens so charakteristisch und was in den hiesigen Diabasen wahrlich allgemein ist, habe ich überhaupt keine gefunden, obzwar man auch solche erwähnt (6). Auch das ist ein seltener Fall, daß das Titanomagnetitkristall oder ein Teil desselben, oder aus einem Aggregat ein einziges Kristall zu dunkelbrauner, nur ein wenig durchscheinender Substanz wird, um welcher aber die Titanitausscheidung fehlt. In einzelnen solchen dunkelbraunen Pseudomorphosen unterscheiden wir bei eingehender Untersuchung winzige, stark lichtbrechende und eine hohe Doppelbrechungsfarbe besitzende Fläumen, Fäden und Haufen. Dieses braune Material ist bei reflektiertem Licht ebenso weißlich grau, wie die limonitischen Titanithaufen.

Ich erwähnte, daß bei der Zersetzung der femischen Silikatminerale auch Eisenerz ausscheidet, und zwar manchmal in beträchtlicher Menge, meistens in Gesellschaft von Titanit. Wenn das solche sekundäre Eisenerz zersetzt, wird es gänzlich zu Limonit oder zu limonitischen Haematit, aber ohne Titanitausscheidung. Ich erwähne noch, daß der Titanomagnetit nur bei hochgradiger Titanitisierung seine ursprüngliche Form verliert, während bei der Leukoxen-, Limonit oder Haematitbildung die gute Form der Pseudomorphosen gewöhnlich verbleibt. Bei der gänzlichen Serpentinisierung des in Rede stehenden Gesteins verteilt sich das Material des zersetzten Titanomagnetits im ganzen Gestein.

Sehr selten und auch dann nur in minimaler Menge ist der *Chromit* vorhanden, welchen ich in brauner oder rotbrauner Farbe durchschimmernden winzigen Oktaëdern hauptsächlich in Olivin gefunden habe, dann fand ich sie auch noch im Serpentin. In dem Peridotit ist noch eine gelbe oder gelblichbraune, manchmal ziemlich gut durchsichtige Spinellart, deren Eigenschaften am besten auf den *Pikotit* zeugen. Viel wichtiger für diese Gesteine scheint der *Apatit*, welcher im Gabbro des un-

teren Teiles der Majorlápa und des Kecskéiarks in normal kleiner Menge, im Ultrabasit des Vaskapuer Stollens aber auch minimal nur an wenigen Stellen nachweisen kann, während ebenfalls im Stollen zwischen 10—12·25 m solcher Olivingabbro und Gabbroperidotit vorkommt, teils in umgewandeltem Zustand, die in einzelnen Teilen auffallend viel Apatit in höchstens 0·6 mm langen, aber gewöhnlich viel kleineren Kristallen enthalten. Ebenfalls viel Apatit ist in einem Teil der Majorlápa (250 m) in Hornblendebiotitgabbro. An diesen Stellen schneiden Gänge die Gesteine durch. Die einzelnen schlanken oder ein wenig gedrungenen Apatitprismen sind oft zersprungen, ja auch zerbrochen. Der *Zirkon* war nur im Gabbro der Majorlápa nachweisbar, wo ich in einem Diablagabbro (146 m) ein 0·8 mmiges Zirkonkristall gefunden habe. In den saueren Pegmatiten des Grabens ist der *Zirkon* häufig. Der *Rutil* kommt nicht oft vor, hauptsächlich ist er in den saueren Gabbros der Majorlápa und in biotithaltigen Gesteinen zu finden, manchmal in der Form eines Sagenitnetzes.

Der *Pyrit* ist in den Gabbros der Majorlápa in kleiner Menge ziemlich häufig, wo man ihn auch an den Absonderungsflächen manchmal frischer Gesteine in der Form dünnerer, dickerer Überzüge finden kann, welche in den Dünnschliffen in der Form langer Schnüre erscheinen. Er kommt aber auch in der Form von kleineren größeren Aggregaten vor. Diese Aggregate sind charakteristisch schwammartig ausgebildet. Ferner habe ich ihn mit Titanomagnetit zusammengewachsen gefunden; selten kommt er auch als vollständige Pseudomorphose nach Magnetit vor. Häufig enthält er kleine Magnetitrelikte, in einzelnen Aggregaten ist sogar auch Titanit vorhanden, zum Zeichen dessen, daß sich der Titanomagnetit früher zersetzte. In den Ultrabasiten ist der *Pyrit* sehr selten.

Die sekundären Mineralien alldieser Gesteine habe ich kurz bereits bei der Besprechung der primären Mineralien genannt, deshalb erwähne ich hier nur folgendes: der größte Teil des Chlorits ist *Pennin*, ein kleiner Teil desselben ist *Klinochlor*. Der *Pennin* ist meistens von radialschuppiger Ausbildung; der *Klinochlor* bildet schon etwas besser geformte Lamellen. Auch der *Ripidolith* ist vorhanden; in strahlig geordneten oder unregelmäßig verworrenen Haufen. Von den Epidot-

arten ist der häufigste der gewöhnliche *Epidot*, welcher in gelblichgrünen (Pistazit) länglichen Kristallen, aber meist in Körneraggregaten gefunden wird. Mit ihm kommt in ähnlicher Erscheinung der *Klinozoisit* vor, welcher aber durchschnittlich eine bessere Form hat und größere Prismen bildet. Schon seltener ist der *Zoisit*, in gedruigtenen, kleinen, wasserklaren Prismen. In einigen an Hornblende reichen Gesteinen kommt auch *Orthit* vor, in ziemlich unregelmäßigen Körnchen, manchmal mit einem pleochroitischen Hof. Im Saussurit kann man hie und da auch *Granat* finden, gewöhnlich in winzigen, unregelmäßigen und farblosen Körnchen.

Während der größte Teil des Chlorits und des Epidots in den Gesteinen zerstreut zu finden ist, unterdessen ist der *Prehnit* meist neben einzelnen Adern vorhanden, nur in ganz umgewandelten Gabbros kommt er in größeren Nestern oder im ganzen Gestein verteilt vor. Er erscheint in charakteristisch faserigen und fächerförmig divergierenden lamelligen Aggregaten, oder in unregelmäßigen, breiten, nicht einheitlichen Lamellen.

Von den Serpentinarten herrscht überall der *Iddingit*, während der *Chrysotil* und der *Bastit* spärlich vorkommen, der letztere findet sich manchmal in grösserer Menge. Der *Iddingsit* unterscheidet sich nicht nur in seinem Erscheinen, sondern auch in seinen Eigenschaften nach den einzelnen Orten. Die Gestalt der Pseudomorphosen läßt manchmal sogar noch in ganz serpentinierten Gesteinen die Form des primären Minerals erkennen, binnen welcher manchmal einheitliche Iddingsitlamellen sind. Die Ränder der Pseudomorphosen sind oft magnetitisch, aber auch in ihrem Inneren sind Magnetitstreifen. Die Farbe des Iddingsits: hell zitronengelb, orangengelb, orangenrot, rotbraun, braun mit grünlicher Schattierung. Sein Pleochroismus ist sogar in ein und demselben Gestein verschieden: manchmal ist er sehr stark, manchmal ist er neben der starken Farbe auch schwach, manchmal äußert er sich nur im Unterschiede der Absorption. Die Farbe und die Absorption ist in der Richtung des n_g und des n_m immer stärker, als die des n_p . Einige häufigere Pleochroismen sind folgende: n_g und n_m = dunkel kastanienbraun, ganz dunkel bräunlichgrün, schwärzlichgrün, dunkel rotbraun, dunkel gelblichbraun und

dunkel bräunlichgelb, n_p = licht gelblichbraun, hell gelblichrot, licht rotbraun, licht grünlichbraun, lebhaft zitronengelb. Die optische Achsenöffnung ist veränderlich, manchmal öffnen sich kaum die Achsen, manchmal sind sie bestimmt zweiachsig; um n_p habe ich die größte Achsenöffnung 25° gefunden. Seine Doppelbrechung ist ebenfalls sehr veränderlich, die größte war 0.045. *Es ist wahrscheinlich, daß man unter der Benennung Iddingsit mehrerlei Mineralien oder verschiedene Umänderungsstadien verstehen muß.*

Im freien Vorraum des Vaskapuer Hauptstollens kommen im Inneren des Iddingsitnetzes auch Quarzkörner vor. Aber der Quarz erscheint auch in Verbindung mit Prehnitadern und Aggregaten, sogar auch selbstständig in dicken Gängen sowohl im Gabbro, als auch an mehreren Stellen der Ultrabasite des Stollens.

Unter den sekundären Mineralien ist der seltenste der *Kalzit*, welcher meist längs einzelner Gesteinsgänge zu sehen ist, aber er erscheint auch im ganz zersetzten Feldspat, manchmal sogar auch in den Pseudomorphosen der femischen Mineralien.

Petrochemische Daten. Mit Beziehung auf die besprochenen Gesteine stehen mir 12 solche Analysen zur Verfügung, deren Gesteine ich auch näher untersucht habe. Von diesen habe ich 6 Analysen an unten angegebenen Orten bereits mitgeteilt, 6 Analysen sind neu. Außerdem sind noch 2 solche Analysen, welche sich auf den aus dem Gestein ausgewählten Titanomagnetit beziehen. Die analysierten Gesteine sind folgende:

1. *Diallaggabbro*, Majorlápa um 227 m. Analysiert: Dr. K. EMSZT 1930. Die Analyse habe ich mitgeteilt: Földtani Közlöny. Bd. LX. 64 p. Budapest 1931.
2. *Diallaghornblendegabbro*, Vorraum des Vaskapuer Stollens. Analysiert: E. POLNER. 1933.
3. *Hornblendegabbropyroxenit*, Majorlápa um 180 m. Analysiert: E. POLNER, 1935.
4. *Diallaghornblendegabbroperidotit*, Majorlápa um 145 m. Analysiert Dr. K. EMSZT, 1930. Die Analyse habe ich mitgeteilt: Földtani Közlöny Bd. LX, p. 61. Budapest 1931.

5. *Titanomagnetitgabbroperidotit*, Majorlápá um 190 m. Analysiert Dr. K. EMSZT 1935. Die Analyse habe ich mitgeteilt: Földtani Közlöny. Bd. LXV. p. 311. Budapest 1935.

6. „*Wehrli*“ Ende des Vaskapuer (Kecskefark) Stollens (31·8 m?) Analysiert Dr. K. EMSZT 1906. Die Analyse hat M. v. PÁLFY mitgeteilt: Földtani Közlöny. Bd. XL. p. 483. Budapest, 1910.

7. *Hornblendeperidotit*, Vaskapuer Stollen 15·2 m. Analysiert: Dr. K. EMSZT 1930. Die Analyse habe ich mitgeteilt: Földtani Közlöny Bd. LX. p. 61. Budapest, 1930.

8. *Hornblendediallagit*, Vaskapuer Stollen 22·7 m. Analysiert E. POLNER 1936.

9. *Hornblendediallagit*, grobkörnig, ebenda 15·7 m. Analysiert E. POLNER 1936.

10. *Titanomagnetitperidotit*, Majorlápá um 192 m. Analysiert: Dr. K. EMSZT 1930. Die Analyse habe ich mitgeteilt: Földtani Közlöny Bd. LX. p. 61—62. Budapest, 1930.

11. *Titanomagnetitanorthositgabbro*, Majorlápá um 155 m. Analysiert: E. POLNER 1933.

12. *Titanomagnetitdiallagperidotit*, mit verhältnismäßig wenigem Olivin, Vaskapuer Stollen 18·5 m. Analysiert: E. POLNER 1936.

Es ist vielleicht nicht überflüssig, die sich auf die mineralische Zusammensetzung dieser analysierten Gesteine beziehenden Resultate der volumetrischen Messungen mitzuteilen. Diese Werte sind Mittelwerte, nämlich aus verschiedenen Teilen der analysierten Gesteine habe ich mehrere Dünnschliffe gefertigt und auf Grund der Ergebnisse der sich auf diese beziehenden Messungen habe ich die unteren Zahlen ausgerechnet. Der in der Tabelle angegebene Ausdruck „Sonst“ bezieht sich auf die Gesamtheit der in minimaler Menge vorkommenden Mineralien (Apatit, Zirkon, Rutil, Pikotit u. s. w.). Den Diallag und die übrigen monoklinen Pyroxene habe ich zusammengerechnet, und als Diallag genannt, weil der Diallag in diesen analysierten Gesteinen von den monoklinen Pyroxenen der herrschende ist und auch übrigens kann man ihn nicht immer z. B. vom Diopsid scharf abgrenzen. Im allgemeinen kann ich sagen, daß diese quantitative Zusammensetzung manchmal sogar in einem analysierten Gesteinsexem-

plar sich zwischen weiten Grenzen verändert. dies habe ich besonders bei den Ultrabasiten der Majorlápá erfahren.

	Pl	Di	Ho	Ol	Mt	Br	Bi	Sonst
1. Diallagabbro	52	30	3	—	8	4	2	1
2. Di. ho. gabbro	57	22	10	4	6·5	—	—	0·5
3. Ho. gabbroproxenit .	16	42	21	—	13	6·5	—	1·5
4. Di. gabbroperidotit .	10	20	16	24	20	—	8	2
5. Mt. gabbroperidotit .	19	24	7	21	28	—	—	1
6. „Wehrilit“	—	23	19	32	25	—	—	1
7. Hornblendeperidotit .	—	6	38	25	22	3	5	1
8. Hornblendediallagit .	—	43	24	6	20	6	—	1
9. Hornblendediallagit .	—	54	19	4	14	8	—	1
10. Mt. peridotit	—	10	3	50	30	2	4	1
11. Mt. an. gabbro	54	7·5	—	—	37	—	—	1·5
12. Mt. di. peridotit . . .	—	34	8	21	36	—	—	1

(Abkürzungen: Pl = Plagioklas, Di = Diallag, Diopsid, Diopsid-
augit, Titanaugit. Ho = braune und dunkelbraune Hornblende. Ol =
Olivin. Br = Bronzit. Bi = Biotit. An = Anorosit.)

Die Daten der ursprünglichen Analysen sind folgende:

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO ₂	45·01	41·30	35·02	33·52	32·66	32·58
TiO ₂	3·55	2·99	5·98	7·71	23·16	6·07
Al ₂ O ₃	15·36	19·93	10·40	4·68	9·30	1·51
Fe ₂ O ₃	4·61	5·76	6·70	7·12	6·34	7·88
FeO	9·83	8·05	17·70	28·61	14·98	29·85
MnO	0·21	0·44	0·49	0·40	0·31	0·29
MgO	4·48	4·45	10·05	12·25	3·65	14·46
CaO	10·74	11·00	9·15	2·92	7·99	5·60
Na ₂ O	2·99	1·24	0·80	1·39	0·77	0·45
K ₂ O	Spur	0·21	0·12	Spur	—	Spur
P ₂ O ₅	0·05	0·31	0·43	0·09	0·15	—
+H ₂ O	2·40	3·59	2·79	0·99	0·44	1·08
—H ₂ O	0·23	0·17	0·10	0·15	0·11	—
	99·46	99·44	99·73	99·83	99·86	99·77
Spez. G.	2·991	2·823	2·982	3·350	3·412	3·390
	7.	8.	9.	10.	11.	12.
SiO ₂	32·21	31·80	30·82	29·62	28·30	22·50
TiO ₂	9·29	16·80	18·80	8·73	15·20	15·00
Al ₂ O ₃	2·95	2·10	2·80	3·21	14·31	Spur
Fe ₂ O ₃	3·79	6·84	1·50	8·14	8·70	21·40
FeO	28·55	19·10	22·15	33·84	20·00	25·56
MnO	0·30	0·53	0·77	0·37	0·58	0·87
MgO	15·28	12·30	13·68	12·90	1·02	7·95
CaO	4·90	9·20	7·68	1·18	9·35	6·35
Na ₂ O	1·57	0·94	0·56	1·33	1·96	0·10
K ₂ O	Spur	0·08	0·22	Spur	0·12	0·22
P ₂ O ₅	0·06	Spur	Spur	0·14	0·26	Spur
+H ₂ O	1·09	0·52	0·13	0·81	0·48	—
—H ₂ O	0·11	0·38	0·49	0·12	0·10	0·25
	100·10	100·56	99·66	100·39	100·38	100·20
Spez. G.	3·422	3·480	3·435	3·596	3·481 (2·917)	3·835 (3·322)

Im allgemeinen sind also sowohl die Gabbros als auch besonders die Ultrabasite sehr basische Gesteine. Ein jeder Gabbro ist basischer, als die Mittelwerte der Gabbros. Diese Basizität äussert sich nicht nur in der geringeren Menge der Kieselsäure, aber unter anderem in der großen Menge der Eisenoxyde. Im Gegensatze dazu ist die Magnesia bedeutend weniger als das normale und dasselbe kann man bei den Gabbros auch auf den Kalk sagen. Eine zweite, noch charakteristischere Eigenschaft dieser Gesteine ist die unverhältnismäßig große Menge des Titanoxydes: Dies ist so auffallend, daß sie wirklich als der wichtigste Provinzcharakter dieser Gesteine scheint, hauptsächlich wenn wir nicht nur diesen besprochenen kleinen Teil des Gabbroid-Zuges, sondern die Gabbro- und Ultrabasitgesteine des ganzen Zuges in Betracht nehmen (13.). *Dieser Titangehalt ist nach meiner Meinung nicht nur an den Titanomagnetit gebunden, sondern auch die femischen Silikat-mineralien enthalten es in beträchtlicher Menge.* Darauf weisen auch TRÖGER (14) und KUNITZ (16) auf Grund pünktlicher Berechnungen hin. Bei den Vaskapuer Gesteinen beweist dies das Vorhandensein des Titanaugits, weiter auch die bei der Zersetzung des Amphibols und des Biotits entstehenden vielen titanitischen Zersetzungsprodukte. Aber auch das scheint es zu beweisen, daß nicht immer jene Gesteine die größte Menge TiO_2 enthalten, in welchen der meiste Titanomagnetit ist. Sogar auch aus dem Olivin stammen manchmal eine gewisse Menge titanhaltiger Zersetzungsprodukte. Charakteristisch ist weiter, daß sogar in den an Olivin reichen Peridotiten (No. 6 und 10) verhältnismäßig wenig MgO enthalten ist, beinahe ebenso viel ist in den sehr wenig Olivin enthaltenden Diallagiten (No. 8 und 9). Dies läßt darauf schließen, daß der Olivin ziemlich arm an Forsteritmolekül sein kann.

All diese Verhältnisse ergeben sich noch besser, wenn wir die ursprünglichen Analysen nach den einzelnen Gruppen zusammenfassen:

	Gabbro 1, 2, 11	Gabbroid- Ultrabazit 3, 4, 5	Pyroxenit 8, 9	Peridotit 6, 7, 10, 12
SiO ₂	38·20	33·75	31·31	29·23
TiO ₂	7·24	12·28	17·80	9·77
Al ₂ O ₃	16·53	8·13	2·45	1·92
Fe ₂ O ₃	6·36	6·72	4·17	10·30
FeO	12·62	20·43	20·63	29·45
MnO	0·41	0·40	0·65	0·46
MgO	3·30	8·65	12·99	12·65
CaO	10·39	6·69	8·44	4·51
Na ₂ O	2·09	0·98	0·75	0·86
K ₂ O	0·11	0·04	0·15	0·05
P ₂ O ₅	0·20	0·22	Spur	0·05
+ H ₂ O	2·15	1·40	0·33	0·74
— H ₂ O	0·16	0·12	0·44	0·12
	99·76	99·81	100·01	100·11

Aus dieser Zusammenstellung ergeben sich mehrere charakteristische Eigenschaften. Das Wachsen der Menge der Eisenoxyde steht mit dem Wachstum des MgO nicht in geradem Verhältnisse. Dies können wir von den Gabbroid-Ultrabasiten bis zu dem Peridotit beobachten. Das MgO ist nicht in den Peridotiten am reichlichsten vorhanden, was, außer den früher erwähnten, auch der große Magnetitgehalt verursachen kann. Es ist auch charakteristisch, daß bei dieser infolge einer starken Differenzierung entstandenen Gesteinsmasse der Vorgang der Differenzierung nicht so regelmäßig zu sein scheint, als wenn wir die ganze Szarvasköer gabbroidale Masse mit sämtlichen Differenzierungsprodukten in Betracht nehmen (13), wann die Differenzierung wirklich regelmäßig genannt werden kann.

Einen ziemlich guten Überblick ergibt auch die Zusammenfassung der Molekularprozente:

	Gabbro 1, 2, 11	Gabbroid Ultrabazit 3, 4, 5	Pyroxenit 8, 9	Peridotit 6, 7, 10, 12
SiO ₂	43·68	36·95	32·51	30·64
TiO ₂	6·30	10·26	13·86	7·78
Al ₂ O ₃	11·16	5·27	1·50	1·17
FeO	18·02	24·39	21·66	34·55
MgO	5·66	14·04	20·23	19·84
CaO	12·72	7·92	9·39	5·09
Na ₂ O	2·28	1·04	0·75	0·87
K ₂ O	0·08	0·03	0·10	0·04
P ₂ O ₅	0·10	0·10	—	0·02
	100·00	100·00	100·00	100·00

Man kann ziemlich gut verfolgen, daß mit der Verminderung der Kieselsäure die Menge der Tonerde und der Alkalien eben-

falls geringer wird, aber die FeMg-Oxyde mehren sich, ferner auch das, daß mit der Abnahme der Kieselsäure auch das CaO abnimmt; nur beim Pyroxenit ist ein Rücksprung. Dies ist aber natürlich, denn hier spielen die CaO-enthaltenden Pyroxene die Hauptrolle. Auch bei dieser Zusammenstellung geht die wechselnde Rolle des TiO_2 hervor und das, daß es besonders in den Pyroxeniten, ferner an Amphibol und an Pyroxen ebenfalls reichen Gabbroid-Ultrabasiten besonders groß ist. Aber ebenso gut sieht man die Rolle des Eisens und der Magnesia und ihr Verhältnis zu einander, daß also *das Eisenoxyd überall herrscht, nur im Pyroxenit ist es gleich mit der Magnesia.*

Die A. OSANN'schen Typenwerte und auf Grund derselben ist die Einreihung in das System folgende:

	1.	2.	11.	3.	4.	5.
s . . .	53·16	50·29	46·47	43·07	41·61	56·95
A . . .	3·23	1·54	2·31	0·93	1·42	0·85
C . . .	6·84	12·00	7·54	5·74	1·50	5·48
F . . .	26·67	22·48	33·70	43·39	52·51	30·42
a . . .	2·5	1·5	1·5	0·5	1	0·5
c . . .	5·5	10	5	3·5	1	4·5
f . . .	22	18·5	23·5	26	28	25
n . . .	10	9	9·6	9	10	10
Reihe	α	α	α	α	α	α
k . . .	0·89	0·90	0·74	0·71	0·64	1·22
Typus	83	89	83	99	102	78
Verwandt.	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Ari-égit	Schriesheimit	Oliv. gabb.
Gest.	503	549	511	593	601	468

	6.	7.	8.	9.	10.	12.
s . . .	38·22	40·17	46·06	46·68	38·22	37·17
A . . .	0·45	1·56	1·01	0·70	1·36	0·26
C . . .	0·46	0·22	0·27	1·02	0·64	—
F . . .	59·96	56·25	51·38	49·88	57·72	62·57
a . . .	0·5	1	0·5	0·5	0·5	—
c . . .	0·5	0	0	0·5	0·5	—
f . . .	29	29	29·5	29	29	30
n . . .	10	10	9·4	8	10	4·2
Reihe	α	α	α	α	α	δ
k . . .	0·59	0·60	0·79	0·83	0·56	0·59
Typus	101	101	94	66	103	101
Verwandt.	Wehr-lit	Wehr-lit	Kos-wit	Pyroxenit	Horn-perid.	Kimberl.
Gest.	596	598	557	387	609	600

Der s Wert ist infolge des großen Titanioxydgehaltes beständig größer als der, den wir bei diesen basischen Gesteinen erwarten würden. Eben dies ist die Ursache, daß wir den Gabbro-peridotit No. 5 beinahe nur mit Gewalt in das OSANN'sche System

einreihen können, weil bei solchen Werten man kein einziges wirklich verwandtes Gestein finden kann. Der Kieselsäuregehalt dieses Gesteins beträgt nur 32·66 %, während im 468. Olivin-gabbro von Tumleo, neben welchen ich gezwungen war ihn einzuteilen, die Menge der Kieselsäure 46·09 % beträgt. Insofern wir aber den Titanoxyd nicht zum *s* rechnen, so ist das Gestein des 99. (Lherz), als auch das des 105. (Avezac) Typus nahe verwandt mit ihm. Ebenso schwer ist die Einteilung des Magnetitanorthositgabbro No. 11. Wenn wir aber von ihm den quantitativ bestimmten Titanomagnetit abziehen, dann bekommen wir folgende Werte:

Gestein	s	A	C	F	a	c	f	n	sor	k
No. 11 . . .	53·92	3·44	10·58	17·85	3·5	10	16·5	9·6	<i>a</i>	0·90
No. 90 . . .	54·93	3·01	12·20	16·15	3	11·5	15·5	9·2	<i>a</i>	0·92

Dieses verwandte Gestein No. 90 ist ein in den Richterhof Typus gehörender Anorthositgabbro, dessen Werte mit denen des Anorthositgabbro von Majorlápá ziemlich gut übereinstimmen.

Diese OSANN'schen Werte zeigen jenen allgemeinen Charakterzug, der aus dem Szarvasköer gabbroidalen Magma differenzierten Gesteine sehr gut, daß das Alkaliverhältnis (*n*) eine besonders große Zahl gibt; aus diesen ist nur der Peridotit No. 12 eine Ausnahme, in welchem übrigens kein Feldspat ist. Im OSANN'schen Dreieck fallen sie in den IV-ten Sextant und zwar die Gabbros teilweise zwischen die basischen Gabbros, teilweise lagern sie sich mit den gabbroiden Ultrabasiten und den Ultrabasiten zusammen in der Pyroxenit-Peridotit Gruppe in der Nähe des *F* Eckes.

Die Niggli-Beckeschen Werte:

	1.	2.	11.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	12.
si . .	107	96	62	68	61	86	55	56	59	59	50	39
ti . .	5·6	5·2	25	8·6	10	46	7·5	12	23	27	10	20
qz . .	—21	—16	—55	—38	—49	—21	—47	—54	—49	—47	—58	—63
al . .	21·5	27·5	18·5	12	5	14·5	1·5	3	2	3	3·5	0
fm . .	44	42	55	67·5	87	61	87·5	85·5	77	79·5	92·5	87·5
c . .	27·5	27·5	22	19	5·5	22·5	10	9	19	16	2	12
alk . .	7	3	4·5	1·5	2·5	2	1	2·5	2	1·5	2	0·5
k . .	0	·09	·03	·09	—	—	—	—	·05	·11	—	·58
mg . .	36	·36	·06	·42	·38	·23	·40	·46	·46	·50	·35	·23
Schn.	4	4	3	3	1	3	1½	1	2	2	1	2
ξ . .	28	30	23	13	7	16	2	5	4	4	5	0·5
η . .	49	55	40	31	10	37	11	12	21	19	5	12
ζ . .	34	30	26	20	8	24	10	11	21	17	4	12·5
σ ₀₁₁ .	10·2	17·3	9·9	7·4	1·7	8·8	0·7	0·3	—	1	1	0·3

	1.	2.	11.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	12.
Magma	Gabbro H. P. gabbro	Ossipit H. P. gabbro	Issit N. gabbro	H. Pyrox. Per.	Peridotit	Issit Hornblendit	Peridotit	Peridotit	H. Pyrox. Per.	H. Pyrox. Per.	Peridotit	Peridotit

Aus den NIGGL'schen Werten ist die spezielle Eigenschaft der gabbroidalen Gesteine des Bükk Gebirges am besten ersichtlich, daß das MgO selbst in den an Olivin reichen Gesteinen den Eisenoxyden gegenüber untergeordnet ist, ferner, daß in den Pyroxeniten dieses Verhältnis für das MgO günstiger ist, als in den Peridotiten. Natürlich müßte man die chemische Zusammensetzung des Olivins dieser Gesteine kennen, um dessen Ursache zu finden, aber bisher ist es noch nicht gelungen, den Olivin rein auszuwählen. Das optische Verhalten weist allenfalls auf gewöhnlichen Olivin und nicht auf Eisenolivin. Charakteristisch ist ferner die Alkalizahl (k), sowie auch die Titanzahl (ti). Die Kalkzahl (c) ist sehr veränderlich, soviel ist aber regelmäßig, daß ihr kleinster Wert im Gesteine mit der größten fm Zahl ist, der größte aber in den Gabbros mit der kleinsten fm Zahl. Die ein wenig unregelmässige Größe der al Zahl findet teilweise in der sehr abwechselnden Menge der Hornblende ihre Erklärung. Im allgemeinen sind es lauter Gesteine mit negativer Quarzzahl.

Die Amerikanische Norm und die Stellung im System:

	1.	2.	11.	3.	4.	5.
or . . .	—	1·22	0·72	0·72	—	—
ab . . .	25·26	10·48	16·56	6·76	11·74	6·52
an . . .	28·47	48·15	29·86	24·41	6·53	21·91
hy . . .	13·05	20·23	4·28	1·42	10·33	24·29
di . . .	14·77	3·50	—	19·12	7·50	12·87
ol . . .	1·72	—	5·98	22·36	37·43	—
mt . . .	6·68	8·35	12·62	9·71	10·33	—
il . . .	6·75	0·11	28·88	11·35	14·65	7·87
ru . . .	—	2·91	—	—	—	19·02
hm . . .	—	—	—	—	—	6·34
ap . . .	0·14	0·71	0·59	0·99	0·20	0·35
Q . . .	—	—	—	—	—	—
cs . . .	—	—	4·61	—	—	—
ns . . .	—	—	—	—	—	—
ks . . .	—	—	—	—	—	—
Stelle	III. 5.	(II) III.	III. 5.	IV. 2".	IV". 2.	IV. 3.
in	4." 5.	5. (4) 5.	4. 5.	3. 1. 3.	"4. 1.	1. 1. 4.
System		(4) 5.			3".	

	6.	7.	8.	9.	10.	12.
or . .	—	—	0·50	1·28	—	—
ab . .	3·82	13·26	7·97	4·72	11·27	—
an . .	2·08	1·00	1·25	4·50	2·78	—
hy . .	4·21	—	—	—	3·36	—
di . .	19·98	3·30	38·70	30·95	1·64	39·11
ol . .	45·45	52·45	9·46	19·65	51·70	—
mt . .	11·41	5·50	9·91	2·18	11·81	31·02
il . .	11·54	17·65	31·92	35·72	16·58	28·50
ru . .	—	—	—	—	—	—
hm . .	—	—	—	—	—	—
ap . .	—	0·14	—	—	0·34	—
Q . .	—	—	—	—	—	0·77
cs . .	—	5·61	—	—	—	—
ns . .	—	—	—	—	—	0·20
ks . .	—	—	—	—	—	0·35
Stelle	V. 2.	IV (V).	'V. 1.	(IV) V.	IV (V).	V. 3(4).
in	(3) 4.	2. "5.	3. 2.	"3.(2) 3	2" "5.	1. 1.
System	1. 3.	1. 3.	1. 3.	1. 3.	1. 3".	(3) 4.

Die Bildung der Norm ist bei diesen gewöhnlich viel Titanomagnetit enthaltenden Gesteinen überhaupt nicht leicht. So z. B. wenn wir den Titanomagnetitanorthositgabbro (No. 11) auf die gewöhnliche Weise behandeln, dann gelangt er in den viel basischeren Auvergnos Subrang, hingegen wenn wir ihm den großen Titanomagnetit-Inhalt entziehen, gelangt er in den ihm viel besser entsprechenden Hessos Subrang (II. 5. 4. 5.). Eine noch schwerere Sache ist dieselbe mit dem 5. Titanomagnetitgabbroperidotit. Bei diesem verursacht nämlich die riesige Menge des Titanoxyds, daß in diesem olivinhaltigen Gestein in der Norm kein Olivin gebildet werden kann, im Gegenteil: wenn wir die Norm auf normale Weise aufstellen, dann müssen wir beinahe 8 % Quarz nachweisen (I). Wenn wir aber das ganze Ferroxyd zur Bindung des Titanoxyds verwenden, dann erhebt sich der Quarz beinahe bis 10 %. (II):

	Q	ab	an	di	hy	mt	il	ap
I. . .	7·79	6·50	21·91	12·87	7·15	9·19	21·60	0·35
II. . .	9·64	6·50	21·91	16·13	—	9·19	26·28	0·35

Damit also doch kein freier Quarz im Norm dieses olivinhaltigen basischen Gesteines sei, bin ich bei der Aufstellung der in der Tabelle angeführten Norm so vorgegangen, daß ich bei dem Bilden des Hypersthens soviel Ferroxyd zum Magnesiarest gab, wieviel zur Bindung der Kieselsäure notwendig war. So ist aber im Hypersthen der obigen Norm fünfmal so viel FeO als

MgO vorhanden. Ebenfalls die große Titanomagnetitmenge ist die Ursache, daß ich im wirklich ultrabasischen Peridotit No. 12 auch keinen Olivin bilden konnte, hingegen Quarz ja, aber an diesem konnte man nichts helfen.

Abgesehen von diesen Fällen, gelangen die Vaskapuer Gesteine in jene Subrange, welche schon Vertreter haben, wirklich zwischen nahe verwandte Gesteine.

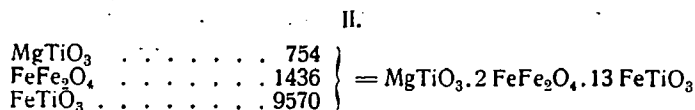
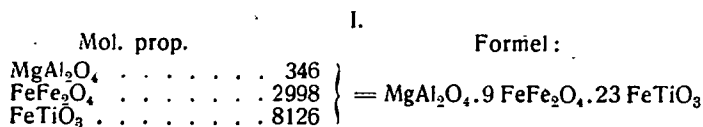
Abgesonderter Titanomagnetit. Die aus dem Gestein abgesonderten und analysierten zwei Titanomagnetite stammen aus zwei ganz verschiedenen Gesteinen. Der eine aus dem aus der Majorlápá (um 181 m) stammenden Titanomagnetitanorthositgabbro No. 11, der andere aus dem im Vaskapuer Stollen (18·5 m) gesammelten Titanomagnetitperidotit No. 12. Aus beiden Gesteinen geschah die Aussonderung mittels CLERICI Lösung (Thalliummalonát-Formiat) Spez. Gew. = 4·2. Die Auserwählung und die Analyse vollzog Herr Assistent E. POLNER, dipl. Ing. Chem. in meinem Institute.

Das spez. Gew. des Anorthositgabbros von Majorlápá war vor der Auserwählung 3·481, nach der Absonderung des Erzes 2·917. Des spez. Gewicht des auserwählten Erzes (I) war 4·725.

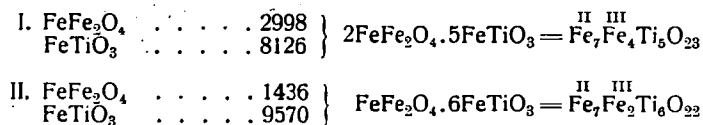
Das ursprüngliche spez. Gewicht des erwähnten Peridotits des Stollens beträgt 3·835, nach der Auserwählung 3·322, das spez. Gewicht des auserwählten Erzes (II) 4·680.

Urspr. Analysen	OSANNS Werte		NIGGLIS Werte		Amerikan. Norm	
	I.	II.	I.	II.	I.	II.
SiO ₂	0·10	2·54	s 30·92	41·10	si	0·2 5
TiO ₂	32·20	41·30	A —	—	ti	47 66
Al ₂ O ₃	1·74	—	C —	—	qz	—99·8 —95
Fe ₂ O ₃	23·98	11·49	F 67·67	58·90	al	2 —
FeO	40·10	38·60	a —	—	fm	98 96·5
MnO	0·42	1·01	c —	—	c	— 3·5
MgO	0·70	3·18	f 30	30	alk	— —
CaO	—	1·53	n —	—	k	— —
	99·24	99·65	k 0·45	0·69	mg	·02 ·10
			T 1·31	—	Sch	1 1
					System	V. 5. V. 5. 5. 1. 5. 1. 5. 4(5).

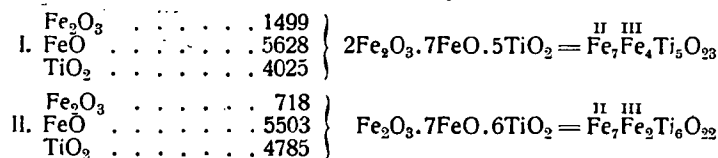
Wenn wir jetzt die Formel aufstellen wollen, lassen wir die wahrscheinlich nur dazugemengten Stoffe weg, dann haben wir beim Titanomagnetit des Gabbro (I.), bzw. beim Titanomagnetit des Peridotits (II) mit folgenden Verbindungen zu tun:



Nach dem Weglassen des MgAl₂O₄, bezv. des MgTiO₃ ist die molekulare Proportion und die Formel folgend:



Darstellend in Oxyden:



Es ist also offenbar, daß zwischen den von verschiedenen Stellen und aus verschiedenen Gesteinen stammenden Titanomagnetiten auch so im großen genommen eine ziemlich große Differenz ist: im Erze des Peridotits ist das Ilmenitmolekül cca zweimal so viel, wie im Erze des Gabbro. Es scheint, daß ins stärker differenzierte Produkt, im den Peridotit auch aus dem Titanoxyd eine größere Menge mit den Basen zusammen gelagte und dieser Titanoxyd hat sich auch im Erz in größerer Menge angehäuft. Andererseits ist auch das interessant, daß im Erze des Peridotits bedeutend weniger Ferrioxyd enthalten ist, als in dem des Gabbro. Im Peridotit vertritt das Titanoxyd also scheinbar das Ferrioxyd. Wenn dies wirklich so ist, unterstützt auch dies jene Auffassung, daß das Titangehalt im Titanomagnetit als Ti₂O₃ zugegen sei.

Zusammenfassung. Der gabbroide Zug des Bükkgebirges kann infolge seiner vielen speziellen Eigenschaften wirklich als ein ganz gut umgrenzbares Gesteinsgebiet aufgefaßt werden, welches sich eben in seinen wichtigsten charakteristischen Eigenschaften grundlegend von den gabbroidalen Gebieten z. B.

sowohl des Persányer Gebirges, als auch des Siebenbürgischen Erzgebirges unterscheidet.

Den besprochenen südlichen Teil von kleiner Ausdehnung dieses Zuges verbindet jeder Charakterzug mit dem Hauptteile des Zuges. Hier muß ich besonders hervorheben, daß wir im ganzen Gebiete, sowohl im engeren Sinne genommenen gabbroidalen Teile, als auch im ultrabasischen, im großen neben gleichförmiger, resp. sehr ähnlicher chemischer Zusammensetzung ständige und immerwährende Änderungen erfahren können. Die Veränderung ist zwischen bestimmten Grenzen ständig und zwar sowohl im optischen Verhalten von Mineralien identischer Name, — was natürlich durch die chemischen Verschiedenheiten kleineren Maßstabes dieser isomorphen Mischungen verursacht wird, — als auch in der Assoziation dieser Mineralien, was die mineralische Zusammensetzung, also die feine, aber beständig fluktuierende Änderung dieser Gesteinsarten hervorbringt.

Diese beständige Veränderung fasse ich als eine gerade Folge der Differenzierung auf. Es scheint ein Widerspruch zu sein, aber es ist Wahrheit, daß diese natürliche, fortwährende Änderung, dieser sozusagen: Zustand ohne Beständigkeit eigentlich die beständigste allgemeine charakteristische Eigenschaft der sämtlichen Eruptivgesteine des Zuges, also des ganzen Gesteinsgebietes ist. Sein ständiges Merkmal ist das Fehlen der Beständigkeit und dieser südliche Teil, wohin sich infolge der Differenzierung hauptsächlich die ultrabasischen Teile konzentrierten, vertritt in dieser Beziehung die ganze eruptive Masse auch sehr gut.

Literatur.

1. J. SZABÓ: Geolog. Beschreibung der Heveser und auß. Szolnoker Komitate. Wiss. Arbeiten d. ung. Ärzte u. Naturforscher. p. 79—81. Budapest 1869. Nur ungarisch.

2. J. SZABÓ: Wehrlit von Szarvaskő, als ein zusammengesetztes Gestein. Földtani Közlöny. Bd. I. p. 18—29. Budapest 1871. Nur ungarisch.

3. J. SZABÓ: Wehrlit von Szarvaskő. Bd. VII. p. 169—181. Budapest 1877. Nur ungarisch.

4. C. v. JOHN: Olivengabbro von Szarvaskő. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1885. p. 317—318. Wien.

5. C. v. JOHN: Wehrlit (Diallagperidotit) aus der nördl. Umgebung

von Erlau in Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. LVII. p. 435. Wien 1907.

6. M. v. PÁLFY: Der Wehrilitstock von Szarvaskő. Földtani Köz-löny, XL. Bd. p. 518—525. Budapest 1910.

7. Z. SCHRETER: Die geol. Verhältnisse der Umgebung von Eger. Jahresbericht d. k. ung. geol. Anstalt f. 1912. p. 147—148. Budapest 1913.

8. S. v. SZENTPÉTERY: Die geol. Verhältnisse d. Paläo-Mesoerup-tivgesteine aus d. Umgebung von Diósgyőr und Szarvaskő. Jahresbericht d. k. ung. geol. Anstalt f. 1917—1919. p. 75—88. Budapest 1923. Nur ungarisch.

9. S. v. SZENTPÉTERY: Allg. Charakteristik d. basischen Erup-tivzuges im Bükkgebirge. Acta Scient. Natural. T. I. p. 113—124. Szeged 1924.

10. v. SZENTPÉTERY-EMSZT: Gabbroidale Differentiationsprodukte in der Gegend von Szarvaskő. Földtani Köz-löny. Bd. LVI. p. 62—63. Buda-pest 1927.

11. v. SZENTPÉTERY-EMSZT: Petrochemische Daten aus der Ge-gend von Szarvaskő. Földtani Köz-löny. Bd. LVIII. p. 216—222. Buda-pest 1929.

12. v. SZENTPÉTERY-EMSZT: Einige Gesteinstypen von Szarvaskő. Földtani Köz-löny. Bd. LX. p. 181—192. Budapest 1931.

13. S. v. SZENTPÉTERY: Magmatischer Werdegang und Petrochemie der Gesteine der Gabbroidmasse vom Bükkgebirge in Ungarn. Chemie der Erde. Bd. VII. p. 35—382. Jena 1932.

14. E. TRÖGER: Der Gehalt an seltenen Elemente d. Eruptivgest. Chemie der Erde. Bd. IX. p. 286—310. Jena 1934.

15. v. SZENTPÉTERY-EMSZT: Einige Differentiate und endogene Kontaktgesteine von Szarvaskő. Földtani Köz-löny. Bd. LXV. p. 305—314. Budapest 1935.

16. W. KUNITZ: Die Rolle des Titans etc. Neues Jahrb. B. Bd. LXX. A. p. 385—466. Stuttgart 1936.

Ausserdem standen die allbekannten Werke von A. OSANN, P. NIGGLI, Fr. BECKE, WASHINGTON u. s. w. mir natürlich zur Verfügung.

Tafelerklärung.

I. Tafel.

1. Stufenweiser Übergang von Gabbroperidotit in Anorthositgabbro, Majorlápá um 146 m. Zka die Hälfte der ursprünglichen GröÙe.

2. UnregelmäÙig vermischte Peridotit- und Gabbroteile. In der Mitte des Bildes befindet sich eine gefäلتelte titanomagnetitische Schnur. Majorlápá um 198 m. Zka die Hälfte der ursprünglichen GröÙe.

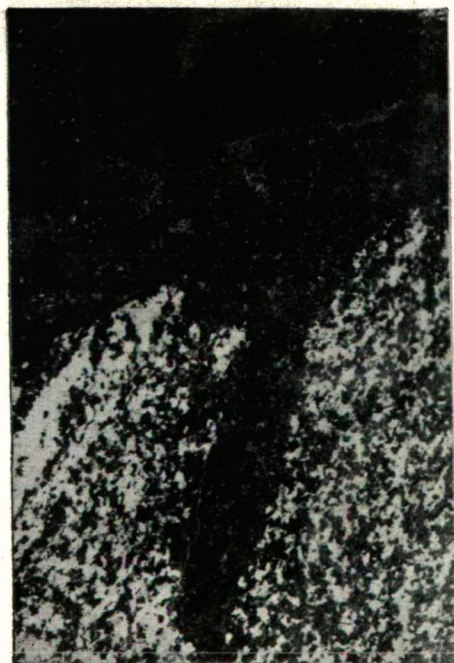
3. In einander gedrungene Schlierteile von Gabbro und Titanomag-netitperidotit. Am oberen Teil des Bildes ist ein unregelmäÙiger Titanomag-netitschlier, etwas weiter unten befindet sich eine dünne Titanomag-netitschnur. Majorlápá um 191 m. Zka die Hälfte der ursprünglichen GröÙe.



1.



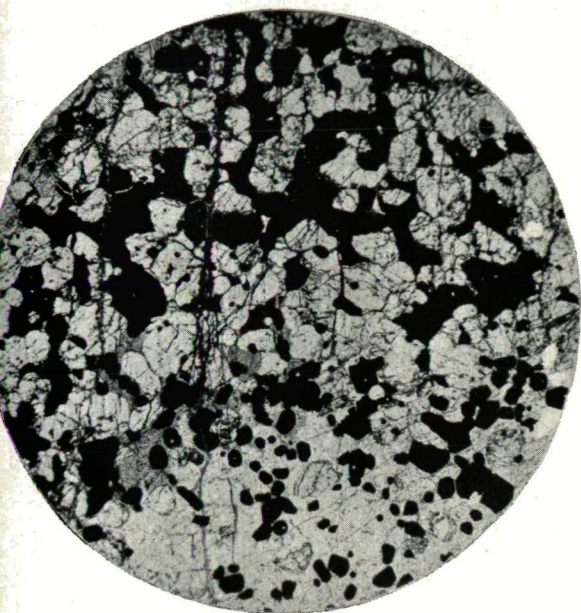
2.



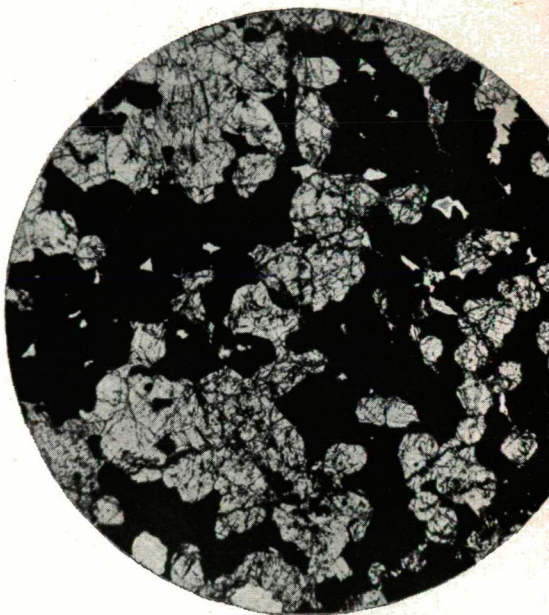
3.



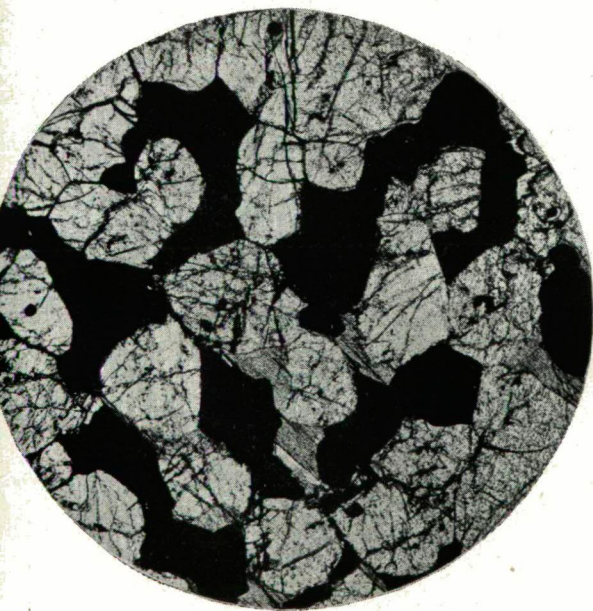
4.



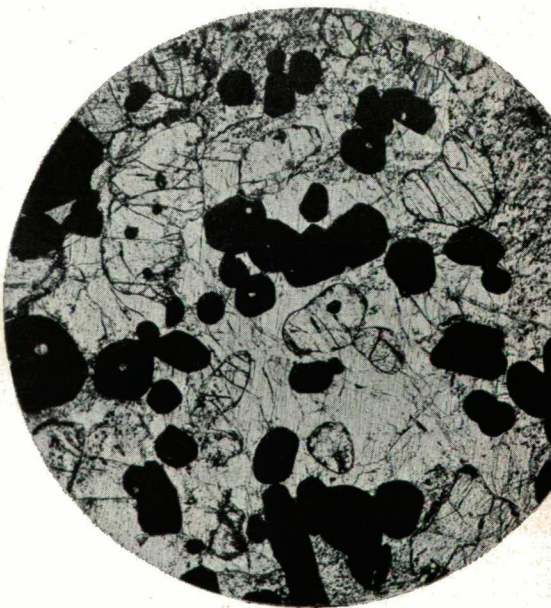
1.



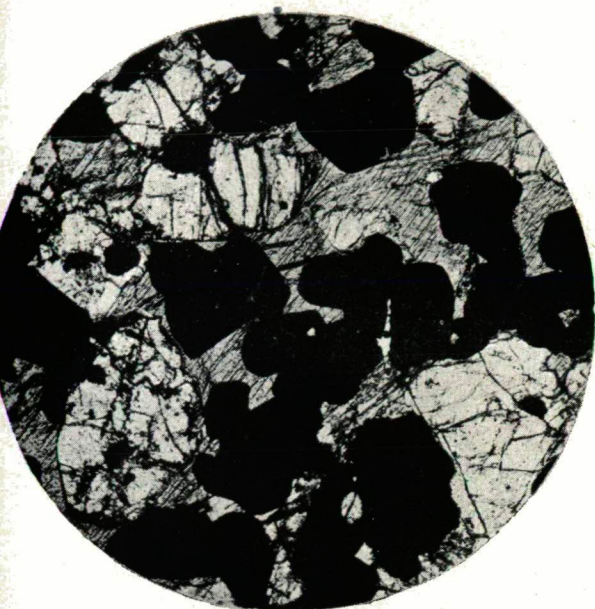
2.



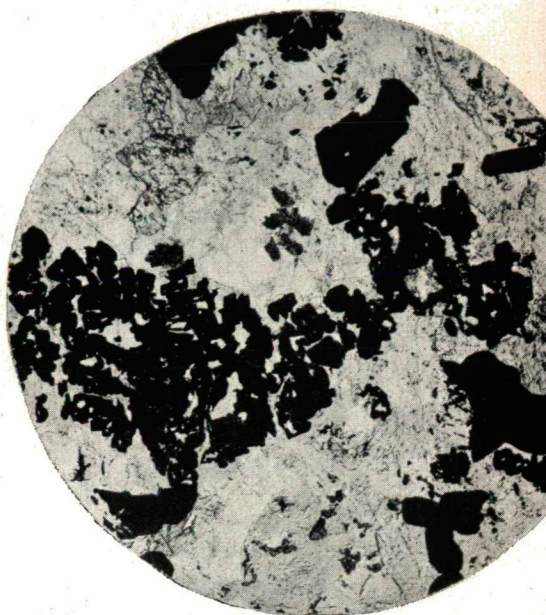
3.



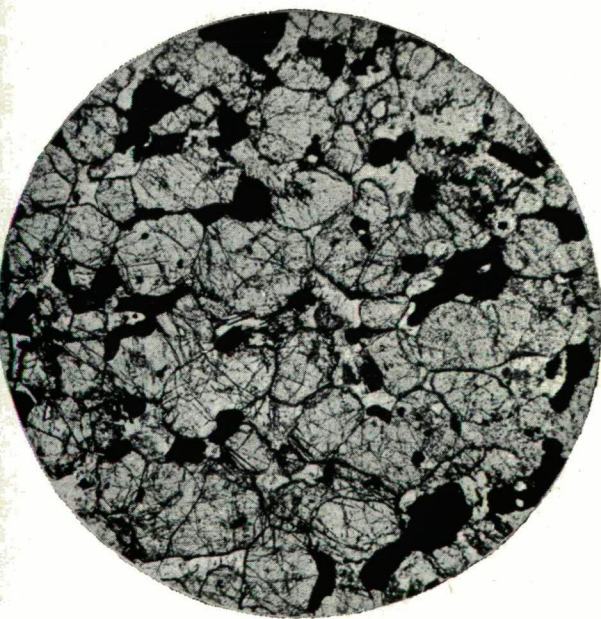
4.



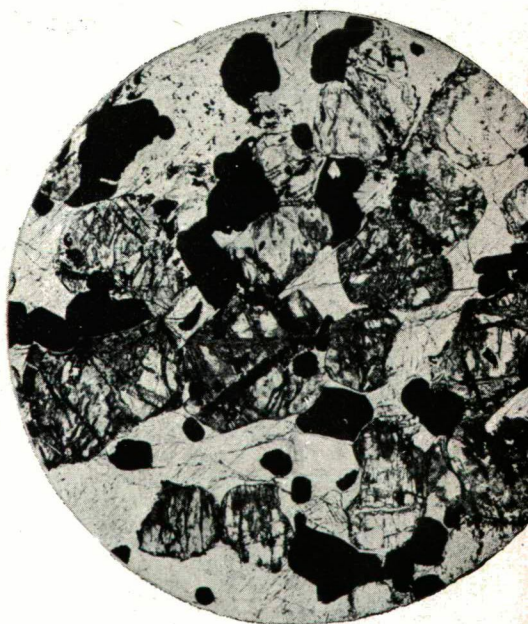
1.



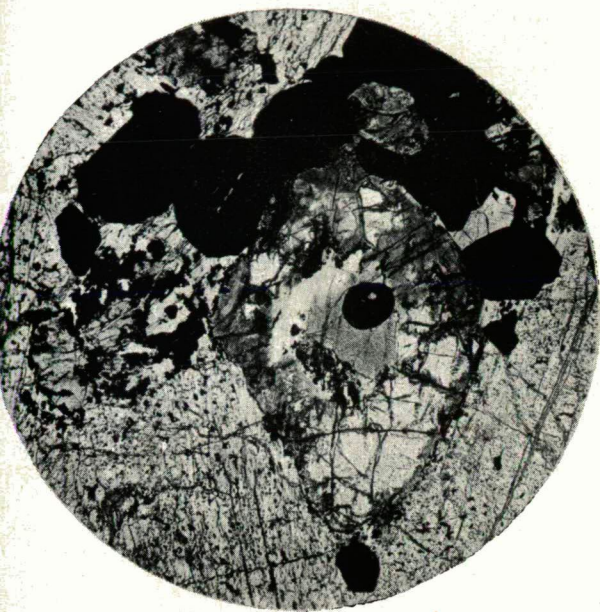
2.



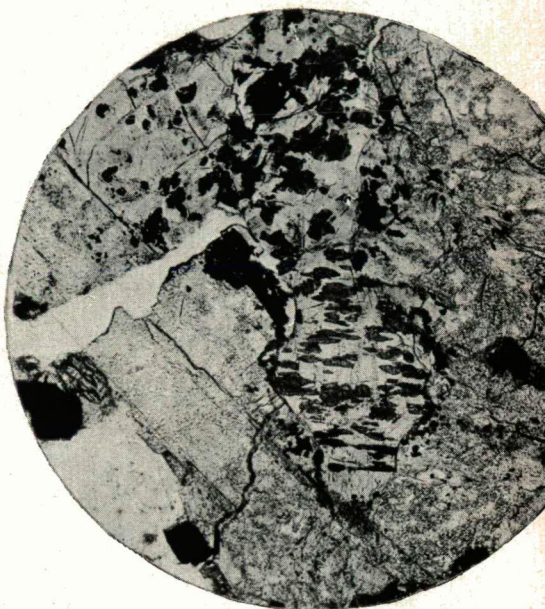
3.



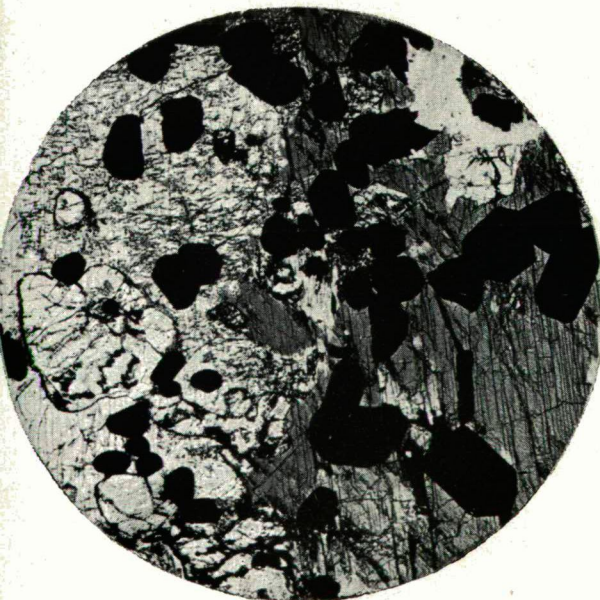
4.



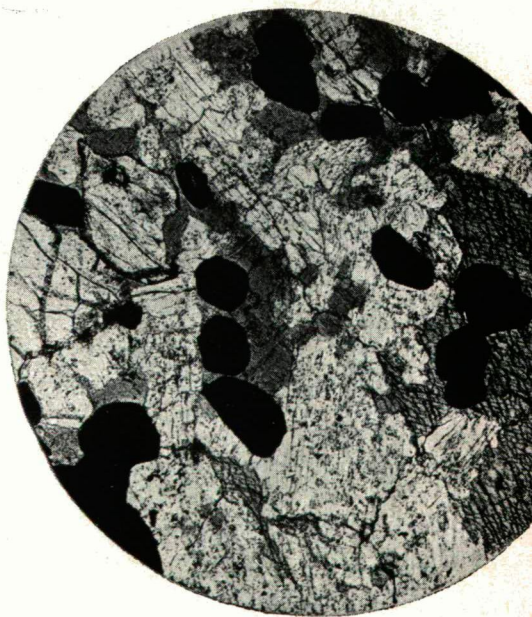
1.



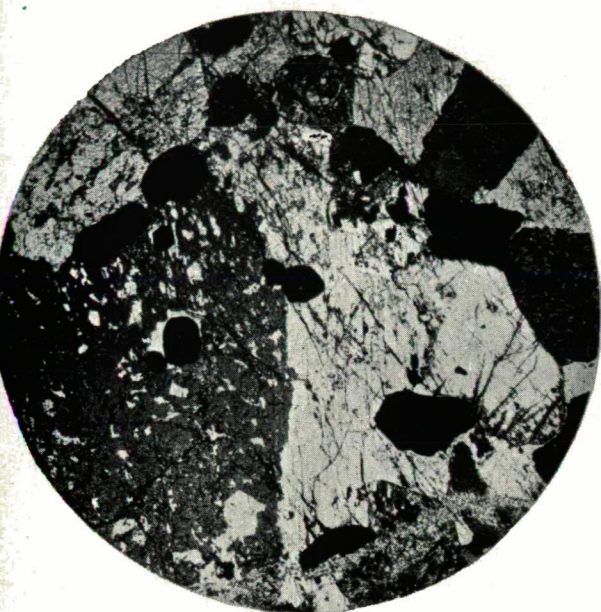
2.



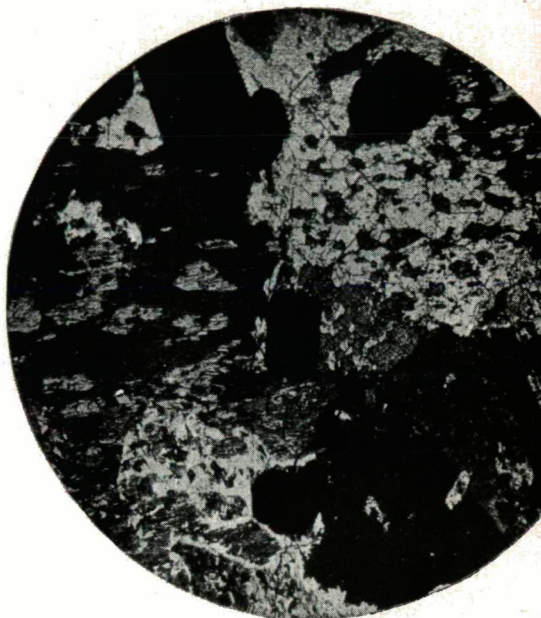
3.



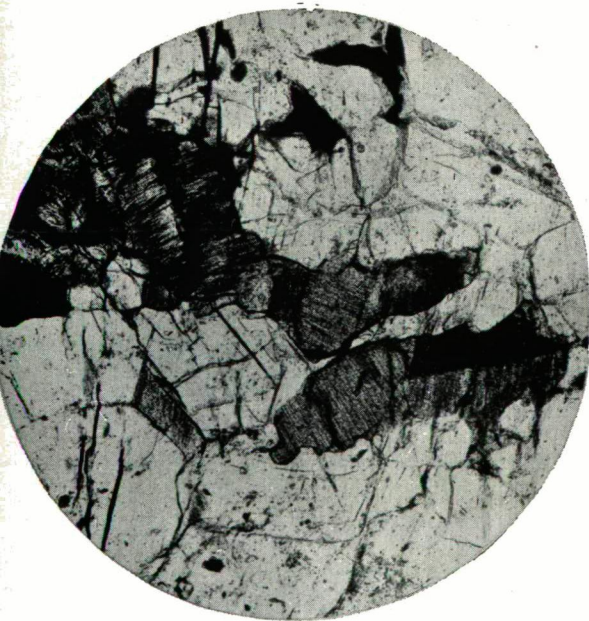
4.



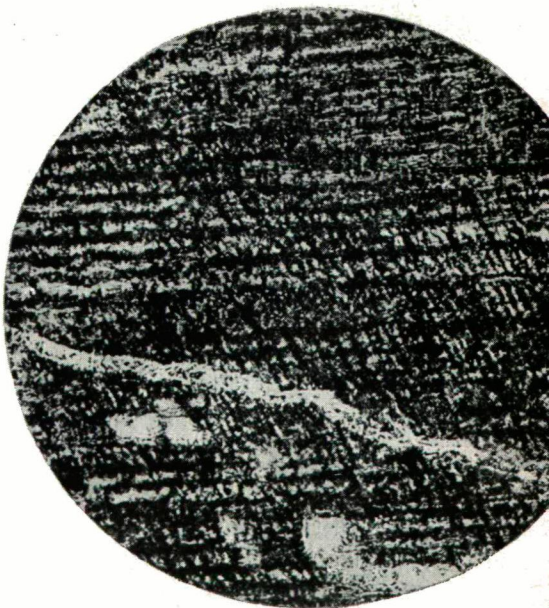
1.



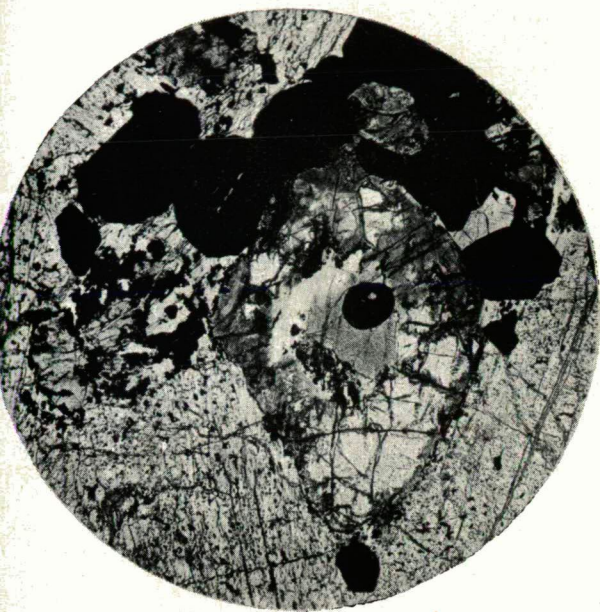
2.



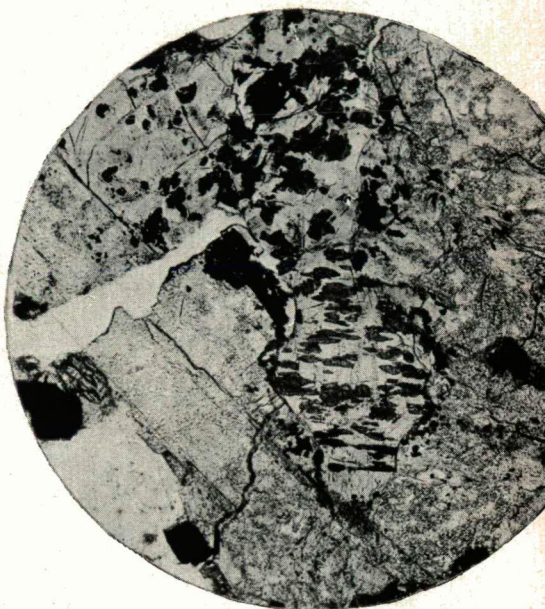
3.



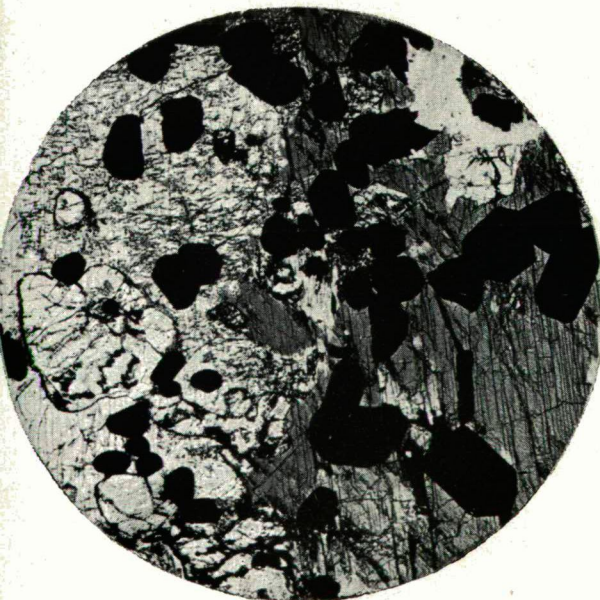
4.



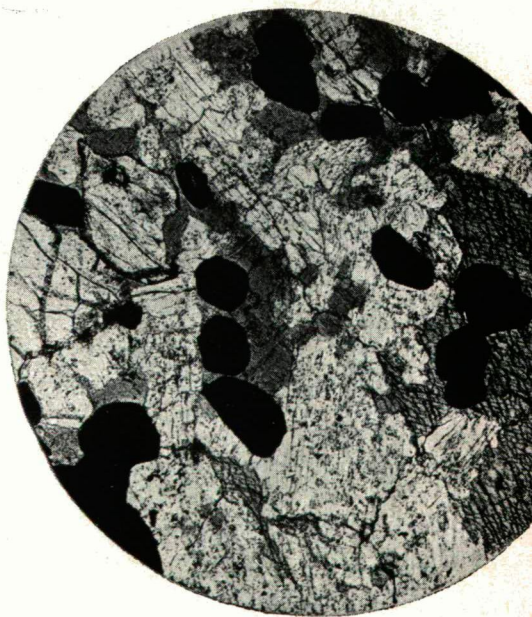
1.



2.



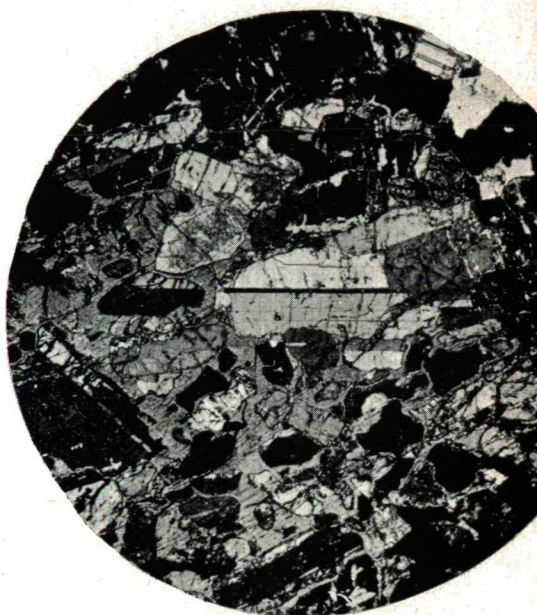
3.



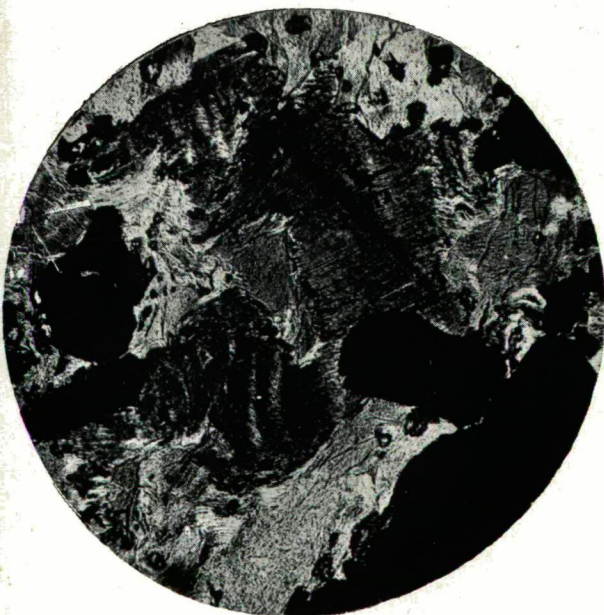
4.



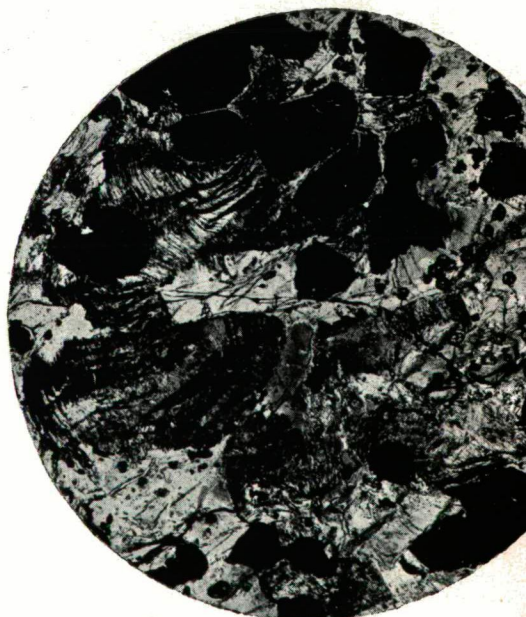
1.



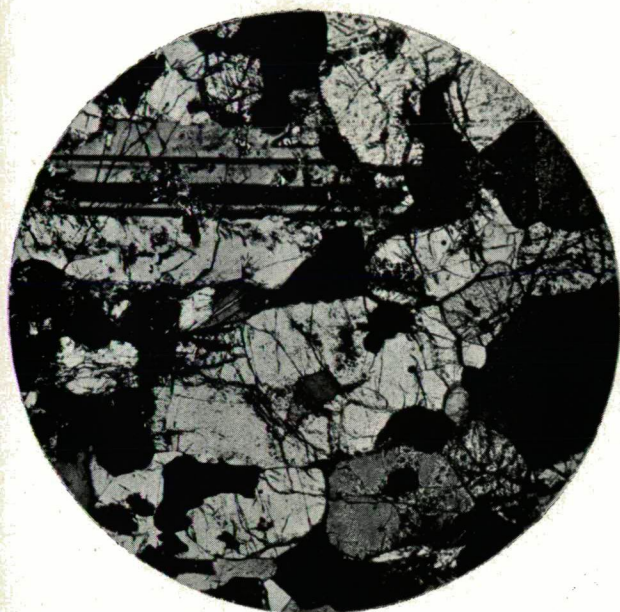
2.



3.



4.



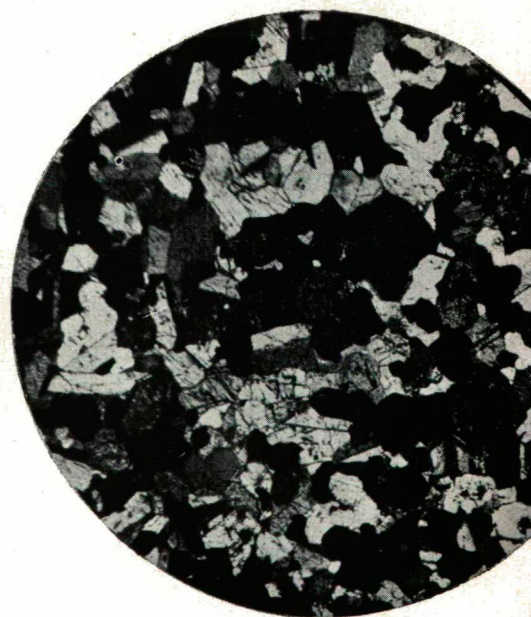
1.



2.



3.



4.

4. Gabbro, Anorthosit- und Titanomagnetitperidotitschlierteile mit einander vermengt. Majorlápa, Gegend des 146 m. Zka die Hälfte der ursprünglichen Größe.

II. Tafel.

1. Diallaghornblendeperidotit, Stollen 22·75 m. Der Titanomagnetit ist an Olivin sehr reichen Teilen xenomorph, im Diallag automorph. 1 Nicol, 8-fache Vergrößerung.

2. Titanomagnetitperidotit mit wenig Diallag und Hornblende, Stollen 16·25 m. Sideronitische Struktur. 1 Nic. 10×.

3. Diallagperidotit mit weniger Hornblende, Stollen 27 m. Raumausfüllender Titanomagnetit. 1 Nic. 24×.

4. Diallagbronzitperidotit, Majorlápa um 197 m. In poikilitischem Diallag Titanomagnetit- und Olivinkristalle. 1. Nic. 24×.

III. Tafel.

1. Titanomagnetithornblendeperidotit, Stollen 13 m. Strukturbild. 1 Nic. 25×.

2. Gabbrodiallagit, Majorlápa um 228 m. Schwammiges Pyritaggregat in Gesellschaft frischen Titanomagnetits. 1 Nic. 24×.

3. Sich dem Dunit nähernder Peridotit, Stollen 17·25 m. Strukturbild. 1 Nic. 12×.

4. Hornblendediallagperidotit, Stollen 24·75 m. Serpentinisierende Olivinkristalle. 1 Nic. 24×.

IV. Tafel.

1. Diallaghornblendeperidotit, ein an Olivin armer Teil. Stollen, nördlicher Nebenschlag 4·5 m. In dem an seinen Rändern rot werdenden Olivinkristall zersetzende Hornblende. 1 Nic. 35×.

2. Saussuritischer Olivinabbro, Stollen 13·5 m. Titanitausscheidung in serpentinisierten Olivinkristallen. 1 Nic. 35×.

3. Olivinhaltiger Teil aus Hornblendediallagit, Majorlápa um 227 m. Das am Bilde sichtbare größere Olivinkristall ist zu Serpentin geworden. 1 Nic. 24×.

4. Hornblendebronzitdiallagit mit minimalen Olivin, Majorlápa um 226 m. Strukturbild. 1 Nic. 20×.

V. Tafel.

1. Hornblendediallagit mit spärlichem Olivin, Stollen, nördlicher Nebenschlag 3·75 m. Verwebung von Diallag und brauner Hornblende + Nic. 24×.

2. Hornblendebronzitdiallagit, Stollen, nördlicher Nebenschlag. 4·25 m. Verwebung von Diallag und brauner Hornblende. + Nic. 35×.

3. Diallagabbro, Vorraum des Stollens. Zersetzende Diallag-Zwillingskristalle. 1 Nic. 48×.

4. Diallagabbro, unterer Teil des Zsindelormer Waldteiles von ne-

ben dem unteren Schuristollen. Lamellige Verwebung von Diallag und Bronzit. + Nic. 167X.

VI. Tafel.

1. Diallaghypersthengabbro, Majorlápá um 175 m. Strukturbild + Nic. 28X.

2. Hornblendediallaggabbro, Majorlápá um 230 m. Poikilitische tiefbraune Hornblende. + Nic. 16X.

3. Basischer Biotithornblendeaugitgabbro, Majorlápá um 248 m. Stark runzelige Biotitlamellen und Aktinolithfasern. 1. Nic. 36X.

4. Dasselbe, Majorlápá um 249 m. In chloritischem Gestein gefältete Biotitlamellen. 1 Nic. 60X.

VII. Tafel.

1. Gabbropyroxenit, Majorlápá um 186. Strukturbild. + Nic. 36X.

2. Olivengabbro, Stollen 12 m. Mit Iddingsit umspinnene Plagioklaskristalle. 1 Nic. 28X.

3. Diallagaugitgabbro, Majorlápá um 178 m. Strukturbild. + Nic. 28X.

4. An Titanomagnetit reicher Beerbachit, Majorlápá um 187 m. Strukturbild. + Nic. 35X.

Einen Teil der Untersuchungen habe ich mit den Apparaten und Instrumenten der „ROCKEFELLER FOUNDATION“ durchgeführt.

Szeged (Ungarn), Mai 1937.
